

## امکان سنجی پیش‌بینی زلزله توسط بررسی پیش‌نشانگر b-value (مطالعه موردی: زلزله سیلاخور ایران)



جمیله واشقانی فراهانی\*

مربی مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۸/۵ - تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۹/۱۸)

### چکیده

در مطالعه حاضر تلاش شد تغییرات پارامتر b-value با استفاده از توزیع فراوانی-بزرگا برای داده‌های قبل و پس از زلزله سیلاخور با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله و توسط رابطه گوتنبرگ-ریشتر مقایسه شود. تغییرات مکانی و زمانی این پارامتر نیز تحلیل شد. با بررسی تغییرات مکانی پارامتر b-value در منطقه رومرکزی، ناهنجاری‌هایی قبل از رخداد جنبش دیده شد و در نتیجه اطلاعات مهمی در خصوص تغییر استرس در منطقه با کاهش b-value برآورد شد. از طرف دیگر، ناهنجاری‌هایی در پارامتر b-value (افزایش پارامتر) در داده‌های پس‌لرزه‌های جنبش قوی در سیلاخور دیده شد که نشان‌دهنده کاهش استرس در منطقه بود. بنابراین کاهش و افزایش این پارامتر مرتبط با افزایش و کاهش استرس در گسل‌های فعال و تغییر نرخ لغزش در منطقه مورد نظر است. به‌طور کلی نتایج بررسی‌های تغییرات زمانی مطالعه حاضر نشان داد پارامتر b-value قبل از رخداد جنبش ۳۱ مارس سیلاخور در ۲۰۰۶، روند کاهشی و پس از آن روند افزایشی داشته است. ناهنجاری‌های دیده‌شده در مقدار b قبل و پس از جنبش اصلی سیلاخور در منطقه نشان می‌دهد که تغییرات پارامتر مذکور می‌تواند به‌عنوان یک پیش‌نشانگر با برآورد زمانی و مکانی زلزله در راستای برخی از قطعات گسل‌های منطقه در نظر گرفته شود. بنابراین، ثبت داده‌های مناسب توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری در مناطق گوناگون و نظارت دائمی بر پارامتر b-value می‌تواند در پیش‌بینی بلندمدت یا میان‌مدت در خصوص مکان تقریبی رخدادهای آتی در مناطق فعال لرزه‌خیز مفید باشد.

**واژه‌های کلیدی:** ایران، پارامتر b-value، پیش‌بینی زلزله، پیش‌نشانگرها، زلزله، سیلاخور.

## مقدمه

زلزله‌ای در یازدهم فروردین ۱۳۸۵ مطابق با ۳۱ مارس ۲۰۰۶ با بزرگای گشتاوری  $M_w = 6$  در دشت سیلاخور در استان لرستان رخ داد. بر اثر این رخداد ۷۰ نفر جان خود را از دست دادند و بیش از ۲۰۰۰ نفر نیز مجروح شدند. سازوکار زلزله ۲۰۰۶ سیلاخور توسط گروه هاروارد و مرکز اطلاع‌رسانی زمین‌لرزه آمریکا امتدادلغز راستگرد با مؤلفه نرمال گزارش شد. در سال‌های اخیر نیز شاهد کشته شدن هموطنانمان در اثر زمین‌لرزه‌هایی همچون زلزله‌های دوگانه ورزقان در سال ۱۳۹۱ (۲۰۱۲ میلادی) در شمال شرق تبریز بوده‌ایم. در اثر رخدادهای مذکور حدود ۳۰۶ نفر کشته و ۳۰۳۷ نفر زخمی شدند. رخداد زلزله‌های متعدد به دلیل ویژگی‌های تکتونیکی و گسل‌های فعال موجود در کشور، موجب شد زلزله‌شناسان به بررسی و تحقیق درباره انواع پیش‌نشانگرها و مطالعه موردی در خصوص رخدادهای پیشین بپردازند. در سال‌های اخیر، محققان با تمرکز بیشتر بر مطالعات پیش‌نشانگرهای زلزله نظیر تغییرات مقاومت الکتریکی زمین، تغییرات مقدار گاز رادون در آب‌های زیرزمینی، تغییرات یونسفیری، مطالعات رفتار حیوانات قبل از زلزله و مواردی از این دست، کوشش می‌کنند در زمینه کاهش آسیب‌پذیری کشور در مقابل زلزله پیشرفت‌هایی حاصل شود. بنابراین به رخداد پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌های جنبش‌های بزرگ و قوی توجه بیشتری شده است. با توجه به پتانسیل زیاد لرزه‌خیزی در کشور می‌توان با تمرکز بر این نوع داده‌های ذکرشده اطلاعات بارزتری در خصوص سازوکار زلزله‌ها، فعالیت زون‌ها و گسل‌های لرزه‌زا و شدت لغزش آنها به دست آورد. زمین‌لرزه سیلاخور دارای هفت پیش‌لرزه بود که شش مورد آنها در ساعتی قبل از رخداد اصلی به وقوع پیوستند که می‌توان از چنین رخدادهایی به‌عنوان پیش‌بایی کوتاه‌مدت استفاده کرد. با رخداد پیش‌لرزه‌ها و اطلاع‌رسانی به مسئولان و مردم، می‌توان تا حدود زیادی از بروز تلفات و خسارات گوناگون جلوگیری کرد [۱]. چنین راهکاری بسیار مفید است، اما با توجه به آنکه تمام جنبش‌های قوی دارای پیش‌لرزه نیستند، باید به داده‌های پس‌لرزه‌ها و همچنین داده‌های سال‌های قبل از وقوع جنبش نیز بیشتر توجه کرد. ویژگی فعالیت‌های لرزه‌ای در یک منطقه خاص می‌تواند اطلاعات مهمی در مورد ساختار پوسته و توزیع استرس در زمینه وقوع زلزله در بر داشته باشد. علاوه بر این، تغییرات پارامترهای فیزیکی قبل از رخداد زلزله‌های قوی می‌توانند هشدارهای مفیدی برای نزدیک شدن به پیش‌بینی رخدادها از نظر زمانی و مکانی باشند. توزیع فراوانی- بزرگا که به‌طور عمده مقدار نسبی زلزله‌های کوچک‌تر به بزرگ‌تر را از طریق پارامتر شیب آن (b) بیان می‌کند، به‌طور گسترده در پژوهش‌های آزمایشگاهی و همچنین برای

لرزه‌خیزی واقعی و مصنوعی بررسی شده است. سه عامل اصلی طبیعی به‌عنوان مطالعات آزمایشگاهی مطرح شده است [۲] که می‌توانند تغییرات معنادار توزیع فراوانی-بزرگا از یک میانگین با مقدار نرمال «۱» را موجب شوند: ۱. افزایش ناهمگنی مواد b-value را افزایش می‌دهد [۳]؛ ۲. یک تنش برشی یا استرس مؤثر b-value را افزایش یا کاهش می‌دهد [۴،۵]؛ ۳. افزایش گرادیان حرارتی ممکن است موجب افزایش b-value شود [۶]. در مطالعه حاضر تغییرات b-value در منطقه سیلاخور و امکان‌سنجی این پارامتر مهم به‌عنوان گامی به‌سمت پیش‌بینی میان‌مدت یا طولانی‌مدت در خصوص مطالعه موردی زلزله سال ۲۰۰۶ رخ داده در آن بررسی شده است.

### روش‌شناسی

بسیاری از محققان در راستای پیش‌بینی زلزله فعالیت‌هایی در خصوص پیش‌نشانگرهای لرزه‌ای انجام داده‌اند. برای مثال: ۱. بررسی لرزه‌خیزی توسط تحلیل توزیع زمانی و مکانی رخدادها؛ ۲. بررسی تغییرات پیش‌نشانگرهایی نظیر پارامترهای چشمه؛ ۳. بررسی تغییرات موقتی پارامتر b-value پیش‌لرزه‌ها توسط ساعت‌ها یا روزها قبل از جنبش اصلی زلزله [۷، ۸، ۹]. در تحقیق حاضر مطالعات تغییر پارامتر b-value به‌عنوان تابعی از زمان و مکان برای زلزله‌های منطقه سیلاخور به‌عنوان یک پیش‌نشانگر لرزه‌ای انجام گرفته است. توزیع فراوانی-بزرگا<sup>۱</sup> تعداد رخداد زلزله‌ها در یک منطقه را به‌عنوان تابعی از بزرگای آنها به‌صورت رابطه زیر شرح می‌دهد [۱۰]:

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

N تعداد زلزله‌ها با توزیع بزرگای  $M \pm \Delta M$  و a و b نیز مقادیر ثابت‌اند [۱۱]. پارامتر a سطح فعالیت لرزه‌خیزی را نشان می‌دهد و بیانگر تغییرات یک منطقه نسبت به منطقه دیگر است. پارامتر b مرتبط با ساختار تکتونیکی منطقه و وابسته به استرس منطقه تحقیق است. مقادیر زیاد b اغلب در مناطقی است که استرس برشی کاهش یافته است؛ همچنین اگر لغزش بالا روی صفحات گسیختگی رخ دهد یا فشار منفذی شدیدی در منطقه مشاهده شود این پارامتر تغییر می‌کند [۱۲]. مقدار b در رابطه ۱ را می‌توان توسط رگرسیون حداقل مربعات خطی<sup>۲</sup> یا حداکثر احتمال<sup>۳</sup> با استفاده از معادله ۲ برآورد کرد [۱۳، ۱۴، ۱۵].

1. Frequency-Magnitude Distribution (FMD)
2. Linear least squares regression
3. Maximum-likelihood

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{\min}} \log e \quad (2)$$

$\bar{M}$  میانگین بزرگا و  $M_{\min}$  حداقل بزرگای است. در بیشتر موارد حداقل بزرگای مجموعه داده‌ها توسط رسم تعداد تجمعی رخدادها به‌عنوان تابعی از بزرگای تعیین شده است. تخمین انحراف معیار  $\delta b$  پارامتر  $b$  توسط فرمول ۳ امکان‌پذیر است [۱۶]:

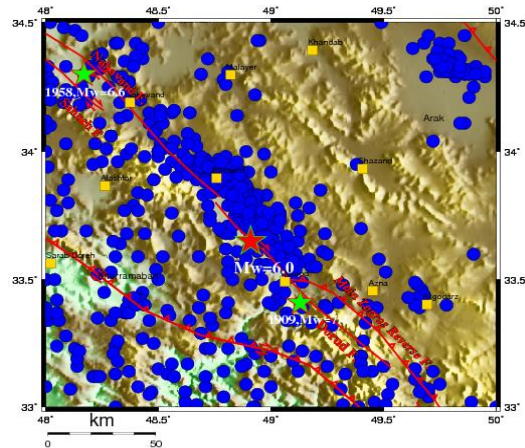
$$\delta b = \frac{2}{3} \cdot b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2}{n(n-1)}} \quad (3)$$

$n$  تعداد رخدادهای نمونه داده‌شده است. در مطالعه حاضر منطقه تغییرات پارامتر  $b$  به‌عنوان تابعی از زمان و مکان [۱۷] برای رخدادهای منطقه سیلاخور به‌طور کلی بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۳ تخمین زده شده است. این تغییرات زمانی و مکانی به‌عنوان پیش‌نشانگر در منطقه سیلاخور برای جنبش سیلاخور و پس‌لرزه‌های آن بررسی شده است. بنابراین نتایج مطالعات با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

### زمین‌ساخت منطقه، لرزه‌خیزی و گسل‌های مهم منطقه

از نظر لرزه‌زمین‌ساختی، استان لرستان بخشی از زاگرس چین‌خورده است که به‌طور کلی روند آن با زون راندگی‌های زاگرس موازی است. به لحاظ نوزمین‌ساختی، این پهنه در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در راستای شمال شرقی-جنوب غربی فشرده شده و در نتیجه، این پهنه از کشور دچار دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند شمال، شمال شرقی و جنوب، جنوب غربی شده است.

تحولات ذکرشده به روند لرزه‌خیزی زیاد این منطقه در ایران منجر شده است [۱۸]. گسل‌های مهم منطقه عبارتند از: راندگی اصلی زاگرس و گسل اصلی جوان زاگرس که قطعه‌های دورود، نهاوند، صحنه و دینور از گسل اصلی جوان زاگرس فعالیت لرزه‌ای بیشتری در مقایسه با گسل‌های سرتخت، مروارید، مریوان و پیرانشهر نشان داده‌اند. یکی از مهم‌ترین زلزله‌های دستگاهی در منطقه، زلزله سال ۱۹۰۹ میلادی است که در اثر عملکرد گسل دورود به‌وقوع پیوست [۱۸]. همچنین در سال‌های ۱۹۵۸ و ۱۹۶۳ دو زلزله مهم دیگر در منطقه رخ داد که ناشی از عملکرد گسل نهاوند بود [۱۸]. شکل ۱ لرزه‌خیزی منطقه سیلاخور بین سال‌های ۱۹۰۹ تا ۲۰۱۳ و همچنین رومرکز زمین‌لرزه درب آستانه سیلاخور و توزیع پس‌لرزه‌های آن را نشان می‌دهد. با توجه به شکل توزیع پس‌لرزه‌ها در راستای شمال غرب-جنوب شرق قرار دارند.



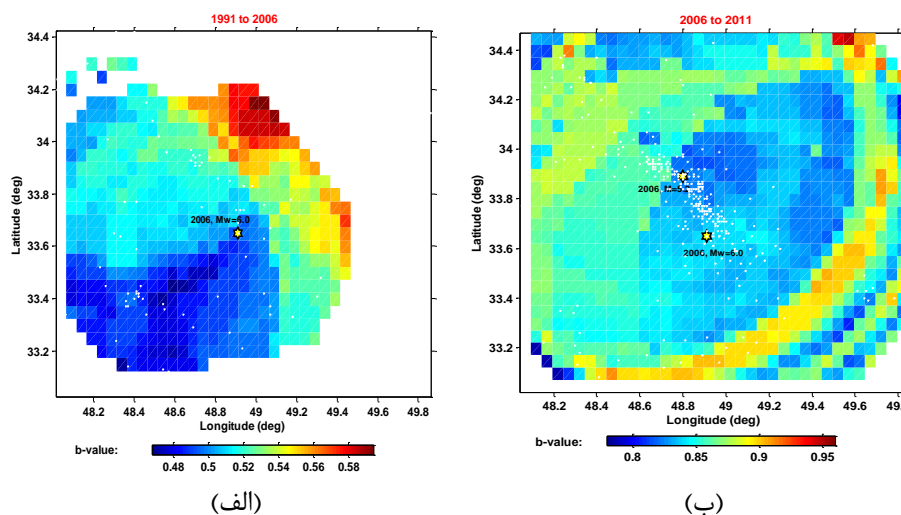
شکل ۱. نقشه لرزه‌خیزی منطقه سیلاخور بین سال‌های ۱۹۰۹ تا ۲۰۱۳ و رومرکز زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶

#### تغییرات مکانی b-value در منطقه سیلاخور

شماری از محققان، تغییرات مکانی b-value، را در برخی مناطق جهان بررسی کرده‌اند [۲۰، ۱۹]. مطالعات مکانی این پارامتر به‌طور محلی استرس مؤثر را منعکس می‌کند [۴]. تغییرات معنادار آماری b-value در معادن زیرزمینی [۲۱] و در مناطق تکتونیکی با استرس متفاوت نظیر زون‌های فرورانش [۲۲]، در امتداد پهنه‌های گسلی [۲۳] و در مناطق پس‌لرزه‌ها [۲۴] وجود دارد.

گرسنبرگر و همکاران توزیع عمق b-value را برای مطالعه ناهنجاری‌های ساختاری و سطح استرس در پوسته و در گوشته فوقانی استفاده کردند [۲۵، ۲۶]. تغییرات b-value در منطقه مکران نشان داد که مطالعات مکانی و زمانی این پارامتر برای تخمین مناطق دارای خموشی لرزه‌ای یا مناطق فعال لرزه‌ای به‌عنوان گامی برای پیش‌بینی زلزله در منطقه مکران می‌تواند مفید باشد [۲۷]. همچنین مطالعات در منطقه تهران توسط بررسی پارامتر مذکور نشان داد که پارامتر b-value ثابت نیست و در قسمت‌های شرقی منطقه بیشتر از قسمت‌های غربی آن است [۲۸]. در مطالعه حاضر تغییرات مکانی b-value برای منطقه سیلاخور در محدوده تقریبی ۵۰-۴۸ درجه شرقی و ۳۳-۳۴/۵ درجه شمالی بررسی شده است. تحلیل نقشه پارامتر مذکور به توزیع زلزله‌های منطقه و چگالی آن وابسته است. برای مثال شکل ۲ الف و ب به ترتیب توزیع مکانی b-value را در منطقه برای داده‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله بین سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۶ (تا قبل از رخداد زلزله اصلی ۳۱

مارس ۲۰۰۶) و بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۱ (پس از زلزله اصلی) نمایش می‌دهد. ستاره زرد محل رخداد رومرکز زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶ را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۲-الف دیده می‌شود، محل رخداد زلزله در مکانی قرار دارد که کمترین مقدار b-value (به‌طور تقریبی ۰/۴۸) را برای منطقه سیلاخور نمایش داده است. درحالی‌که در شکل ۲-ب مقدار این پارامتر افزایش یافته است. بنابراین با مقایسه b-value در منطقه رخداد زلزله اصلی سال ۲۰۰۶ اختلافاتی به‌دست آمد. با توجه به شکل ۲-ب، مقدار تقریبی ۰/۸۵ در برابر ۰/۴۸ (قبل از رخداد اصلی) تفاوت آماری شایان توجهی را نشان می‌دهد.



شکل ۲. توزیع b-value برای منطقه سیلاخور با داده‌های باند پهن مرکز لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای الف) قبل از رخداد زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶؛ ب) داده‌های پس از رخداد زلزله

#### مطالعات توزیع فراوانی-بزرگا در منطقه سیلاخور

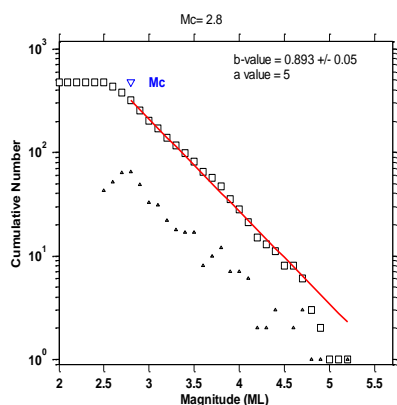
اختلافات مشاهده‌شده در پارامتر b-value بین مناطق تکتونیکی گوناگون می‌تواند به‌عنوان ورودی در مدل‌های برآورد خطر لرزه‌ای احتمالاتی به‌کار گرفته شود [۲۹]. برای درک بهتر تغییرات پارامتر b-value، توزیع فراوانی-بزرگا برای دو دسته داده، پیش و پس از رخداد اصلی ۳۱ مارس ۲۰۰۶ در منطقه سیلاخور با استفاده از روش حداکثر احتمال [۱۳، ۱۵] محاسبه شد. شکل ۳-الف-۱، FMD زلزله‌های منطقه سیلاخور را از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ براساس کاتالوگ مرکز لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و با  $M \geq 2/5$  را

نمایش می‌دهد. مقدار پارامتر  $b$  در واقع شیب FMD است و توزیع اندازه نسبی زلزله‌ها را بیان می‌کند.  $a$ -value نیز فعالیت لرزه‌ای منطقه را نشان می‌دهد. برای این داده‌ها (شکل ۳-الف-۱)،  $b\text{-value} = 0.909 \pm 0.06$  و  $Mc = 2/8$  محاسبه شد. در شکل ۳-الف-۲ (برای داده‌های بین سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۰۶) که دو سال به داده‌های الف-۱ اضافه شده، مقدار پارامتر  $b$  کاهش یافته است. همچنین تلاش شد مقدار پارامتر مذکور فقط برای داده‌های سال ۲۰۱۳ محاسبه شود که دیده شد باز هم روند کاهشی دارد (شکل ۳-ب-۱). از طرف دیگر، برای داده‌های سال‌های قبل از رخداد زلزله اصلی ۳۱ مارس ۲۰۰۶ مطابق با ۱۹۹۱-۲۰۰۶ نیز مقدار پارامتر  $b$  محاسبه شد که با توجه به شکل ۳-ب-۲ دیده می‌شود که قبل از رخداد جنبش مقدار آن عبارت بود از:  $b\text{-value} = 0.518 \pm 0.04$  و  $Mc = 2/9$ . بنابراین می‌توان متوجه شد که توزیع فراوانی-بزرگ برای داده‌های پس از رخداد و قبل از آن (شکل ۳-ب-۲) تفاوت زیادی دارند. FMD که مقدار نسبی زلزله‌های کوچک‌تر را از طریق شیب پارامتر  $b$  بیان می‌کند برای داده‌های با محدوده سال‌های مختلف بعد از رخداد زلزله نیز نشان داد که روند آن همچنان در حال تغییر و کاهشی است. ویمر و وایس بیان کرده‌اند که مقادیر کم پارامتر  $b$  نمایانگر اسپریتی‌ها هستند و در بخش‌های خزش گسل‌ها مقادیر زیاد پارامتر  $b$  پیدا شده است [۳۰]. مقادیر بیشتر این پارامتر برای داده‌های پس از جنبش ۳۱ مارس ۲۰۰۶ در منطقه سیلاخور، فراوانی نسبی زلزله‌های کوچک را نشان می‌دهد.

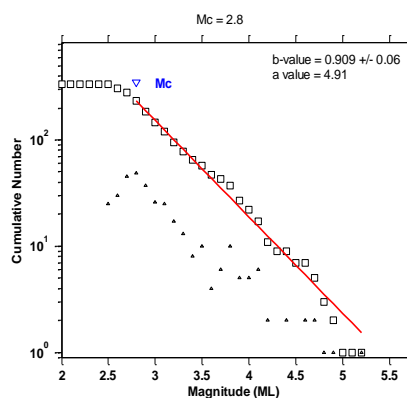
#### تغییرات b-value با زمان در منطقه سیلاخور

مطالعات سیستماتیک برای بررسی پتانسیل تغییرات پارامتر  $b$  در بازه زمانی انجام گرفته و در سه بازه کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت به‌عنوان پیش‌نشانگر زلزله آزمایش شده است. نتایج نشان داده است که زلزله‌های بزرگ اغلب با یک افزایش میان‌مدت در  $b$  همراه‌اند و سپس توسط یک کاهش در هفته‌ها یا ماه‌ها قبل از زلزله دنبال می‌شوند [۳۱]. تغییرات موقت پارامتر  $b$  قبل از وقوع یک زلزله اصلی مطالعه شد و نتایج نشان داد پارامتر  $b$  در حدود ۵۰ درصد افت می‌کند [۳۲]. تحقیقات دیگر در آمریکای مرکزی و تایوان نیز شاهد دیگری است که فرضیه کاهش معنادار پارامتر  $b$  قبل از رخداد زلزله‌های بزرگ را تأیید می‌کند [۳۳، ۳۴]. بررسی تغییرات پارامتر  $b$  قبل از زلزله‌های بزرگ در تایوان از نظر تحولات زمانی نشان داد که این پارامتر در قبل از رخداد زلزله در مقایسه با مقدار اندازه‌گیری شده در حدود ۲ تا ۵ سال قبل از رخداد مقداری کمتر داشته است. در شکل ۴-الف،  $b(t)$  توسط داده‌های مرکز لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله بین سال‌های ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۶

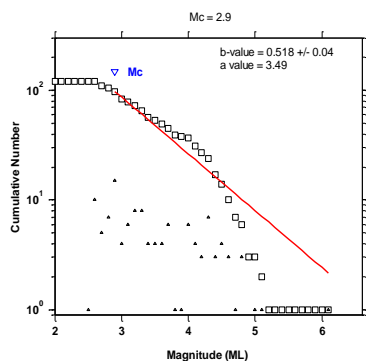
(قبل از رخداد اصلی) در منطقه سیلاخور با داده‌های بزرگ‌تر یا مساوی ۲/۵ محاسبه شده است. فلش قرمز زمان رخداد زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۶ را در سال ۲۰۰۶ نمایش می‌دهد. در شکل ۴ خط‌چین‌ها انحراف معیار را نمایش می‌دهند. به‌طور تقریبی از سال ۲۰۰۴ کاهش در پارامتر  $b$  دیده می‌شود، به‌طوری‌که در هنگام رخداد، این پارامتر به حدود ۰/۶۳ رسیده است. همچنین برای داده‌های پس از جنبش سال ۲۰۰۶ نیز در هنگامی که یک پس‌لرزه قوی با بزرگای ۵/۲ رخ داده است، تغییرات موقت پارامتر  $b$  با زمان کاهش واضحی را نمایش می‌دهد که در شکل ۴-ب با فلش قرمز به‌خوبی مشهود است.



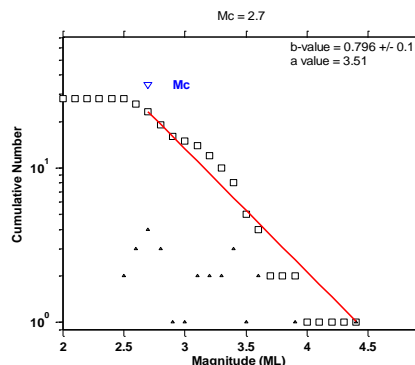
الف-۲ (۲۰۰۶-۲۰۱۳)



الف-۱ (۲۰۰۶-۲۰۱۱)



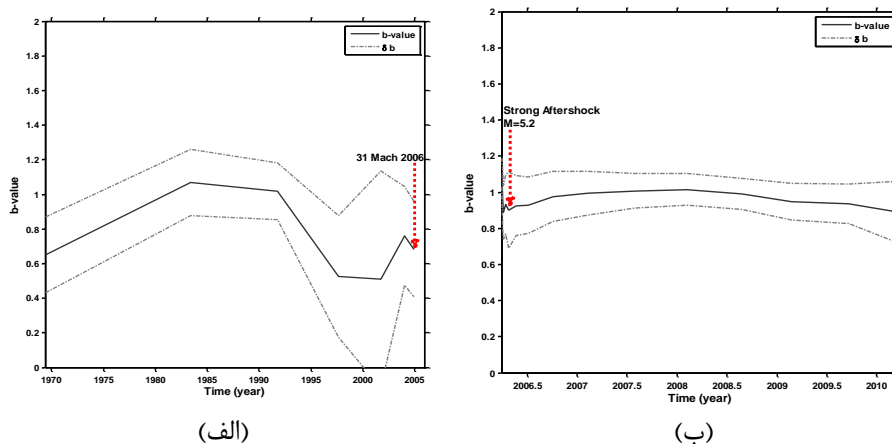
ب-۲ (۱۹۹۱-۲۰۰۶)



ب-۱ (۲۰۱۳)

شکل ۳-الف-۱ و ۲. توزیع فراوانی-بزرگا برای داده‌های پس از رخداد جنبش سیلاخور در ۲۰۰۶ به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۶-۲۰۱۳ و ۲۰۰۶-۲۰۱۱؛ ب-۱ و ۲: توزیع فراوانی-بزرگا به ترتیب برای داده‌های ۲۰۱۳ پس از رخداد جنبش و ۱۹۹۱-۲۰۰۶ قبل از رخداد جنبش سیلاخور





شکل ۴. تغییرات پارامتر زمانی  $b(t)$ ، الف: داده‌های بین سال‌های ۲۰۰۶-۱۹۷۰ و ب: پس از جنبش ۳۱ مارس منطقه سیلاخور

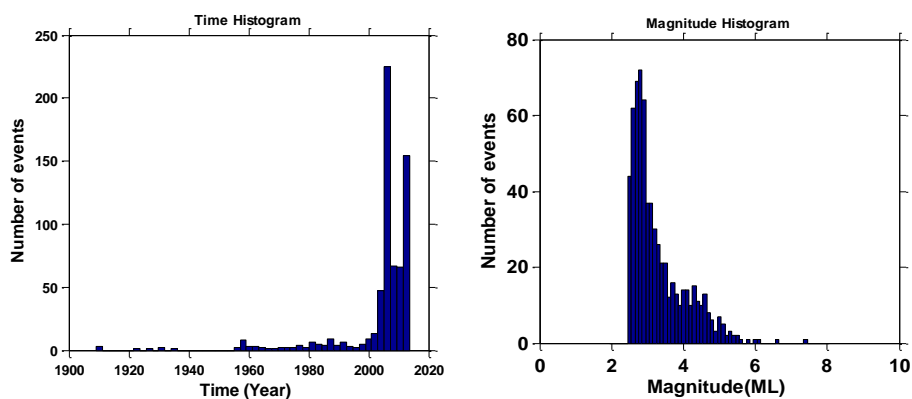
### نتایج و بحث

مطالعات ویژگی مکانی، زمانی و FMD پارامتر  $b$  داده‌های منطقه سیلاخور و جنبش رخ داده در ۳۱ مارس ۲۰۰۶ و همچنین تغییرات موقت لرزه‌خیزی توسط پارامتر مذکور در طی سال‌های قبل از رخداد شوک اصلی و پس از آن بررسی شد.

نتایج بررسی‌های جداگانه مطالعات پارامتر  $b$  در بازه‌های زمانی مشخص نشان داد که ناهنجاری‌های پارامتر  $b$  در منطقه سیلاخور با جنبش قوی آشکار می‌شود.

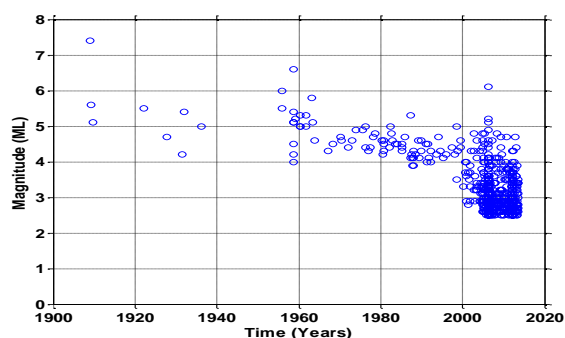
با تحلیل نقشه‌ها و شکل‌های به‌دست آمده از منطقه سیلاخور اطلاعاتی در زمینه وضعیت لرزه‌خیزی در منطقه، به‌ویژه اطراف گسل‌های موجود به‌دست آمد. قبل از بحث بیشتر در این خصوص ابتدا به بررسی و آنالیز داده‌های ثبت شده در منطقه می‌پردازیم. با توجه به شکل ۵-الف بین سال‌های ۱۹۹۰-۱۹۰۰ با کمبود داده در منطقه مواجهیم. البته علت آن ممکن است نبود شبکه لرزه‌نگاری در منطقه باشد، در بین سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۰ نیز فعالیت لرزه‌ای چندانی دیده نمی‌شود که به دلیل کمبود دستگاه‌های لرزه‌نگاری در منطقه مورد بحث یا فعالیت کم لرزه‌خیزی در منطقه است که با توجه به عدم قطعیت در ثبت داده به دلیل محدودیت‌های دستگاهی نمی‌توان در مورد لرزه‌خیزی منطقه در این سال‌ها نظر واقع‌گرایانه‌ای داد. با توجه به شکل ۵-ب می‌توان درک کرد که رخداد‌های با بزرگای بیشتر از ۶ به‌ندرت رخ داده‌اند و فراوانی داده زیر ۵ بیشتر است. البته شایان ذکر است که داده‌های استفاده شده در مطالعه حاضر با

بزرگای  $M \geq 2/5$  در نظر گرفته شده است. با توجه به شکل دیده می‌شود که بیشترین فراوانی داده در منطقه با بزرگای  $2/8$  است. شکل ۵-ج توزیع بزرگا- زمان را برای منطقه از ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۳ نمایش می‌دهد که با توجه به شکل، فراوانی بزرگای کوچک در سال‌های بین ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ بیشتر نمایان است. شکل‌های ۶-الف و ب، به ترتیب توزیع زمین‌لرزه‌ها را برای کل داده‌های منطقه از ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱ و همچنین برای پس‌لرزه‌های زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶ در منطقه سیلاخور نمایش می‌دهد. شکل ۶-الف فراوانی غیرتجمعی بزرگا را برای ۱۱۳ سال داده و شکل ۶-ب برای پس‌لرزه‌های جنبش ۲۰۰۶ رخ داده در منطقه نمایش می‌دهند. در شکل ۶-ب دیده می‌شود که توزیع فراوانی پس‌لرزه‌ها نماینده حداکثر مقدار  $M=5/5$  در منطقه است.



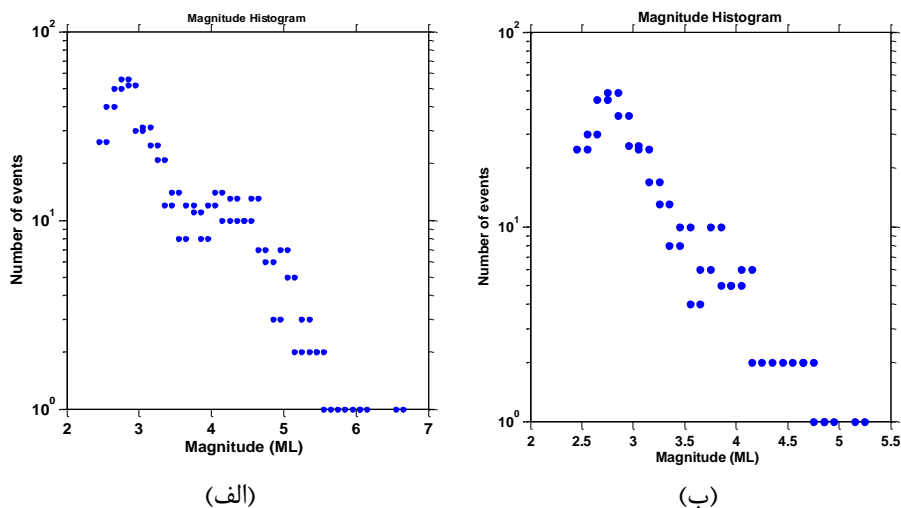
(الف)

(ب)



(ج)

شکل ۵. هیستوگرام الف-زمان، ب-بزرگا و ج-توزیع بزرگا-زمان داده‌های منطقه سیلاخور بین ۱۹۰۰-۲۰۱۳



شکل ۶. توزیع فراوانی زلزله‌ها برای الف: ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱ در منطقه سیلاخور و ب: پس‌لرزه‌های زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶

با توجه به کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها و آنالیز داده‌ها دیده شد که فعالیت منطقه در سال‌های اخیر بیشتر شده است که البته با توجه به آنکه فعالیت شبکه لرزه‌نگاری از سال ۲۰۰۴ به بعد افزایش یافته است، داده‌های اطمینان‌بخش‌تر متعلق به سال‌های اخیر است. با توجه به آنکه رخداد جنبش اصلی ۲۰۰۶ در منطقه در بازه زمانی که پارامتر  $b$  کاهش یافته رخ داده است و همچنین با استنباط از دیگر تحلیل‌های انجام‌گرفته برای زلزله‌های سراوان ( $M_w = 7/8$ ) و گوهران ( $M_w = 6/2$ ) در منطقه مکران [۲۷] پیشنهاد می‌شود که بررسی تغییرات پارامتر  $b$  با زمان می‌تواند به‌عنوان پیش‌نشانگری میان‌مدت (ماه‌ها-سال‌ها) قبل از رخداد به‌کار گرفته شود. البته هر چه قابلیت شبکه‌های لرزه‌نگاری موجود در مناطق فعال به‌خصوص از نظر پوشش ایستگاهی (آزیموتی) مناسب‌تر باشند، به‌طور قطع پیش‌نشانگر معرفی‌شده قدرت تشخیص بیشتری خواهد داشت، زیرا  $b(t)$  به داده‌های کامل بزرگا در منطقه وابسته است. از طرف دیگر، داده‌های پس‌لرزه‌های پس از جنبش اصلی و بررسی تغییرات پارامتر  $b$  زمانی و مکانی در منطقه به‌خوبی نشان‌دهنده افزایش مقدار این پارامتر است. بنابراین چنین تغییرات مشهودی، تغییرات سطح استرس در منطقه و وابستگی آن را به پارامتر  $b$  به‌ویژه در منطقه رومرکزی جنبش اصلی و محیط اطراف خود تأیید می‌کند.

### نتیجه‌گیری

هدف مطالعه حاضر بررسی مفاهیم تخمین تغییرات پارامتر  $b$  و فراهم کردن بینشی اطمینان‌بخش در مطالعات خطر زمین‌لرزه با آزمون‌های گوناگون تغییرات این پارامتر با زمان، مکان و همچنین از طریق مطالعات FMD در بازه‌های تعریف‌شده در منطقه سیلاخور بود. به‌طور کلی مهم‌ترین یافته مطالعه حاضر تغییرات دیده‌شده پارامتر  $b$  به‌ویژه برای داده‌های قبل و پس از جنبش ۳۱ مارس ۲۰۰۶ در منطقه سیلاخور بوده است. مقدار پارامتر  $b$  برای داده‌های قبل از جنبش ۲۰۰۶ سیلاخور:  $0/04 \pm 0/518$  به‌دست آمد و همچنین برای داده‌های پس از جنبش مقدار:  $0/06 \pm 0/909$  محاسبه شد که اختلاف آنها (۰/۳۹۱) بسیار چشمگیر است. همچنین با توجه به بررسی تخمین‌های به‌دست‌آمده از تغییرات مکانی و زمانی پارامتر  $b$  در خصوص پس‌لرزه‌های جنبش ۳۱ مارس ۲۰۰۶ ناهنجاری به‌نسبت قابل تأملی در مقایسه با داده‌های قبل از رخداد دیده شد. ماه‌ها قبل از جنبش اصلی، روند پارامتر  $b$  کاهشی و پس از رخداد افزایشی بوده است. تغییرات این پارامتر در سال‌های اخیر (۲۰۱۳) دوباره روندی کاهشی داشته است. بنابراین با توجه به تغییرات مکانی پارامتر  $b$  در خصوص پس‌لرزه‌ها در راستای گسل نهاوند، در حال حاضر کمترین مقدار پارامتر  $b$  به‌دست آمده است و پس از آن در راستای گسل دورود مقادیر اندک این پارامتر کاملاً مشهود است. از طرفی پس از زلزله ۱۹۵۸ که زلزله‌ای با بزرگای ۶/۶ در شمال غرب منطقه بررسی شده رخ داد (شکل ۱) حدود ۵۶ سال خموشی لرزه‌ای (جنبش قوی) در منطقه حاضر دیده می‌شود که با توجه به آنکه روند پارامتر  $b$  در منطقه حاضر کاهش یافته است (افزایش استرس)، می‌تواند کاندید رخداد بعدی بزرگ‌تر از ۶ باشد. در پایانه جنوب شرقی گسل دورود نیز همین روند کاهشی مشاهده شده است که با توجه به آنکه منطقه حاضر به‌طور تقریبی ۱۰۵ سال پیش زلزله‌ای با بزرگای ۷/۴ در سال ۱۹۰۹ را تجربه کرده است، پتانسیل تولید زلزله بزرگ‌تر از ۷ را نیز دارد. هشدارهای احتمالی در راستای گسل‌های مورد نظر با تخمین زمانی میان‌مدت تا بلندمدت (ماه‌ها-سال‌ها) برآورد می‌شود. توصیه می‌شود در مناطق مذکور کیفیت دستگاه‌ها و پوشش ایستگاهی آنها بیشتر بررسی شود تا بتوان داده‌های دقیق‌تری را برداشت کرد و از نظر تخمین‌های مکانی و زمانی نیز با دقت بیشتری برآورد داشت. با نظارت پیوسته لرزه‌خیزی منطقه و همچنین در کنار پارامترهای آماری مهمی مانند تغییرات مکانی و زمانی پارامتر  $b$  با برخورداری از دیگر پارامترهای ارزشمند پیش‌نشانگری، دقت مکانی و زمانی رخدادهای پیش‌بینی شده بیشتر خواهد شد.

### تشکر و قدردانی

داده‌های کاتالوگ استفاده‌شده در مطالعه حاضر توسط مرکز لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ثبت شده و از طریق وبسایت مرکز جست‌وجو شده است (<http://www.iiées.ac.ir>) که بدین وسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

### منابع

- [۱]. جمیله واشقانی فراهانی و مهدی زارع (۲۰۰۹). بررسی پیش‌لرزه‌های زمین‌لرزه یازدهم فروردین ماه ۱۳۸۵ سیلاخور. نخستین همایش پیش‌یابی زلزله در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- [2]. Enescu B., Mori J., Miyazawa M., Kano, Y. (2009). Omori-Utsu law  $c$ -values associated with recent moderate earthquakes in Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 2A, 884–891, doi:10.1785/012008021.
- [3]. Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 40, pp. 831-853.
- [4]. Scholz, C.H. (1968). The frequency-magnitude relation of micro-fracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 399-415.
- [5]. Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 31, pp. 341-359.
- [6]. Warren N.W. and Latham G.V., 1970, An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 4455–4464.
- [7]. Mogi, K. (1990). Seismicity before and after large shallow earthquakes around the Japanese islands, *Tectonophysics*, 175, 1-33.
- [8]. Urbancic, T. I., Young, R. P. (1993). Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with  $M < 0$ , *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 378-397.
- [9]. Molchan, G., Dmitrieva, O. (1990). Dynamic for the magnitude-frequency relation for foreshocks, *Phys. Earth Planet. Inter.* 61, 99-112.
- [10]. Gutenberg, R. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185–188.
- [11]. Nuannin, P., Kuljanek, O (2012), A Study of  $b$ -value Precursors Applied to the Andaman-Sumatra Region, *Journal of Earth Science and Engineering*, 2, 166-188.
- [12]. Westerhaus, M., M. Wyss, R. Yilmaz, and J. Zschau (2002). Correlating variations of  $b$  values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the  $M_w = 7.4$  Izmit earthquake of 1999 August 17. *Geophysical Journal International* 148, 139–152.

- [13]. Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 237-239.
- [14]. Ustu, T. (1965). A method in determining the value of  $b$  in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, 99-103.
- [15]. Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of  $b$  values for magnitude grouped data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(3), 831-851.
- [16]. Shi, Y., Bolt, B.A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency  $b$  value, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1677-1687.
- [17]. Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, 72, 373-382.
- [۱۸]. جمیله واشقانی فراهانی (۱۳۸۶). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. برآورد جنبش شدید زمین با استفاده از روش توابع تجربی گرین در زلزله ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور بروجرد.
- [19]. Chan, H. C., Wu, Y.M, Tseng, T. L, Lin and Chen, C.C. (2012). Spatial and temporal evolution of  $b$ -values before large earthquakes in Taiwan, *Tectonophysics.*, 532-535, 215-222.
- [20]. Nuannin, P. and Kulhanek, O. (2012). A Study of  $b$ -value Precursors Applied to the Andaman-Sumatra Region, *Journal of Earth Science and Engineering*, 2 ,166-188.
- [21]. Urbancic, T. I., C-I. Trifu, J. M. Long, and R.P. Young (1992). Space-time correlation of  $b$  values with stress release, *PAGEOPH.*, 139 (3/4), 449-462.
- [22]. Wyss, M., F. Klein, K. Nagamine, and S. Wiemer (2001). Anomalous high  $b$  values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 106, 23-37.
- [23]. Wiemer, S. and Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times, *J. Geophys. Res.*, 102, 15,115-15,128.
- [24]. Wiemer, S. and Katsumata, K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, 104(B6), 13,135-13,151.
- [25]. Gerstenberger, M., S. Wiemer, D. Giardini (2001). A systematic test of the hypothesis the  $b$ -value varies with depth in California, *Geophys. Res. Letts.*, 28(1), 57-60.
- [26]. Nuannin, P. (2006). The Potential of  $b$ -value Variations as Earthquake Precursors for Small and Large Events. Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 183.
- [27]. Vashghani-Farahani, J. (2014). Monitoring the variations of  $b$ -value and seismicity in the Makran ranges, the absence of a notable event in west of Makran subduction zone. *Geodynamics Research International Bulletin*; 2 (3): XXXIX-XLVII.
- [28]. Vashghani-Farahani, J, Zaré, M and Cichowicz, A. (2014). Microseismicity of Tehran region based on the data recorded in a local Network: 2004-2010. *Episodes Journal*; 37 (3): 206-217.

- 
- [29]. Gulia, L., Wiemer, S., Schoremmer, D. (2010). Asperity-based earthquake likelihood models for Italy, *Annals of Geophysics*, 53, 3, doi: 10.4401/ag-4843.
- [30]. Wiemer, S., Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.* 45, 259-302.
- [31]. Sammonds, P.R., P.G. Meredith, and I.G. Main (1992), Role of pore fluid in the generation of seismic precursors to shear fracture, *Nature*, 359, 228-230.
- [32]. Molchan, G.M., T.L. Kronrod, and A.K. Nekrasova (1999), Immediate foreshocks: time variation of the  $b$ -value, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 111, 229-240.