

بررسی تغییرات کوتاه دوره لرزه‌خیزی گستره تهران با استفاده از پارامترهای a و b

محمد اشتری جعفری

مریی، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۳/۱، پذیرش نهایی: ۸۷/۷/۲)

چکیده

پراکندگی بزرگی زلزله‌ها از رابطه توانی پیروی می‌کند. شیب این رابطه مقدار b و ثابت آن مقدار a نامیده می‌شوند. تغییرهای مقدار b به صورت نظری در آزمایشگاه‌ها و به شکل عملی در زون‌های گوناگون لرزه‌زمین‌ساختی مانند ناحیه‌های آتشفشانی، ریفتهای قاره‌ایی و معدن‌ها که بیانگر رژیم‌های متفاوت تنش نیز هستند بررسی شده است. مقدار b نمایشگر پراکندگی نسبی رویداد زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ نسبت به یکدیگر است و کاربردهای فراوانی در زمینه‌هایی مانند خطر لرزه‌ایی، پیشبینی زمانی-مکانی و فیزیک زمین‌لرزه‌ها یافته است. مقدار a نیز با سطح لرزه‌خیزی ناحیه‌ایی در ارتباط است. پس بررسی این دو پارامتر در گستره تهران که محل تمرکز بخش بزرگی از جمعیت و کوشش‌های اقتصادی و اجتماعی کشور است می‌تواند به شناخت سیمای لرزه‌زمین‌ساختی آن کمک فراوانی کند. برای بررسی نوسان‌های مقدار b از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران سود جستیم. در این راستا پس از حذف رویداد های وابسته به زمان این شبکه با فرض پواسونی بودن آنها بزرگی کاملی و تغییرهای آن به روش نیکویی برازش محاسبه شد. سپس مقدار b در حوزه زمان- مکان مورد توجه قرار گرفت. در دوره فعالیت این شبکه نوسان‌های مقدار b چشمگیر نبوده است و می‌توان آنرا به تغییرهای محلی نسبت داد. در حوزه مکان مانند بعضی گستره‌های قاره‌ای این پارامتر با ژرفا کاهش یافته است. نقشه نوسان‌های سطحی آن نیز بیانگر کاهش در محل تجمع بیشتر گسل‌های رورانده و امتدادلغز است. مقدار a محاسبه شده نیز گویای میزان لرزه‌خیزی منطقه‌ایی است. هر دو مقدار نوسان‌هایی را حول طول ۵۱٫۵ شرقی نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: مقدار b ، مقدار a ، نوسان‌های مکانی- زمانی، گستره تهران، بزرگی کاملی

Short period fluctuations of seismicity around Tehran inferred from "a" and "b" values

Ashtari Jafari, M.

Instructor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 22 May 2006, Accepted: 23 Sep 2008)

Abstract

Earthquake size distribution follows a power law whose slope is known as the b-value and its constant is named as the a-value. The b-value fluctuations have been theoretically studied in laboratories and practically investigated in several seismotectonics zones e.g. volcanic areas, continental rifts and mines which also present different stress regimes. The b-value can explain the relative density of large and small events which has found many applications in seismic hazard studies, spatio-temporal prediction and earthquake

physics. On the other hand the a-value is concerned with regional seismicity level, so studying these parameters can be of great help in an area just like Tehran where there is a high concentration of people and social-economical activities. To begin this study we extracted the events from the Tehran Digital Seismic Network database. Processing followed by removing time-dependent quakes under the examination of the Poissonian assumption and later by computing the magnitude of completeness using the goodness of fit method. Then a-value and b-value changes were mapped in time and space. The b-value temporal changes are not significant during the period of data which may be under the control of local effects but reduction by depth exists. Both values show a change of around 51.5E. Meanwhile the b-value map shows a reduction toward regions with high density of thrust and strike-slip faults.

Key words: b-value, a-value, Spatio-temporal fluctuations, Tehran region, Magnitude of completeness

۱ مقدمه

ساده از چگونگی ارتباط آن با زمین ساخت محلی، منطقه‌ای و جهانی است. مقدار b معمولاً بین ۰٫۴ تا ۱٫۸ تغییر می‌کند و میانگین جهانی آن در حدود یک است. از نظر آماری مقدار b بیانگر فراوانی نسبی زلزله‌های بزرگ و کوچک است به طوری که مقدار b بزرگ‌تر نشانگر رخداد بیشتر زلزله‌های کوچک‌تر و مقدار b کوچک‌تر نشانگر رویداد بیشتر زلزله‌های بزرگ‌تر است. مقدار b برای توفان‌های زلزله در مناطق آتشفشانی را تا ۲٫۵ نیز محاسبه کرده‌اند. تفسیری که برای این رفتار ارائه شده است پخش رویدادهای کوچک در ارتباط با مهاجرت سیالات آذرین یا گسترش کالدرها است. از سوی دیگر مشاهدات آزمایشگاهی نشان داده است که در تنش‌های زیاد مقدار b کم و در تنش‌های کم مقدار b زیاد است. این مشاهدات با بیشتر محاسباتی که در مناطق گوناگون صورت گرفته است همخوانی دارد. ناگفته نماند به عقیده بیشتر زلزله‌شناسان، مقدار b با زمان، مکان و عمق تغییر می‌کند. مثلاً تغییر مقدار b روی قطعات گوناگون یک گسل احتمالاً نشانگر تنشگاه یا انباشت‌های متفاوت تنش در آنها و در نتیجه دوره‌های بازگشت متفاوت روی آنها است. در ضمن برای این پارامتر تغییرات مشخصی در دوره‌های معینی پیش از زلزله‌های بزرگ گزارش شده

پراکندگی تعداد زمین‌لرزه‌هایی که در یک دوره مشخص زمانی در هر گستره لرزه‌خیز رخ می‌دهد را می‌توان در حکم نمایشگری بنیادی برای بیان لرزه‌خیزی آن به کار برد. در این راستا به کار گرفتن بسامد رخداد زمین‌لرزه‌ها به مثابه تابعی از بزرگی آن از ابزارهای ارزشمندی است که از همان ابتدا نظر زلزله‌شناسان را به خود جلب کرده است. رابطه توانی که ایشیموتو-آیدا (۱۹۳۹) و گوتنبرگ-ریشر (۱۹۴۴) برای تشریح این پراکندگی به کار گرفتند، معمولاً به شکل رابطه (۱) ارائه می‌شود:

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

که در آن N شمار انباشتی زمین‌لرزه‌های با بزرگی برابر یا بیش از m و a و b ضرایبی ثابت مشهور به پارامترهای لرزه‌خیزی هستند. پارامتر اول سطح لرزه‌خیزی یا باروری لرزه‌ای گستره را نشان می‌دهد. پارامتر دوم یا مقدار b به ویژگی‌های زمین‌ساختی آن ناحیه مربوط است که تغییرات آن می‌تواند نشانگر ناهمگنی ساختاری یا پخش مکانی تنش در منطقه باشد (نانجو و ناگاهاما، ۲۰۰۴). مقدارهای پایین b در مناطقی مانند ریف‌های قاره‌ای یا در مناطق با زلزله‌های عمیق و مقادیر بالای آن در پشته میان اقیانوسی، آتشفشان‌ها و توفان‌های زلزله، نشانگری

مؤلفه بزرگ فشاری دارند. گسل‌های فشاری از گسل‌های کششی و امتداد لغز پرتوان‌تر و با دوره بازگشت طولانی‌تر و بنابراین قادر به ایجاد زلزله‌های مخرب‌تری هستند. بیشتر گسل‌های فعال نیز به موازات کمربند کوه‌زایی اند و در همگرایی مایلی که در عرض آن صورت می‌گیرد، شرکت دارند. اندازه‌گیری‌های انجام شده با GPS نشان می‌دهد که ایران مرکزی نسبت به اوراسیا با سرعت ۱۴ میلی‌متر در سال به سوی شمال حرکت می‌کند. پس می‌توان به تغییر شکل البرز و کپه داغ در غالب کوتاه‌شدگی شمال سو بین بلوک ایران مرکزی و صفحه اوراسیا نگاه کرد. محاسبات با استفاده از اندازه‌گیری‌های GPS در البرز مرکزی نشان‌دهنده تغییر شکل ۵ میلی‌متر در سال در ۱۰۰ کیلومتر است (ورنان و همکاران، ۲۰۰۴). این میزان از تغییر شکل در حدود ۴۰٪ از کوتاه‌شدگی میان بلوک ایران مرکزی و اوراسیا است. باقی‌مانده کوتاه‌شدگی باید در شمال البرز در حوزه خزر جنوبی (۶ میلی‌متر در سال) و جنوب البرز (۳ میلی‌متر در سال) احتمالاً در حاشیه ایران مرکزی رخ دهد.

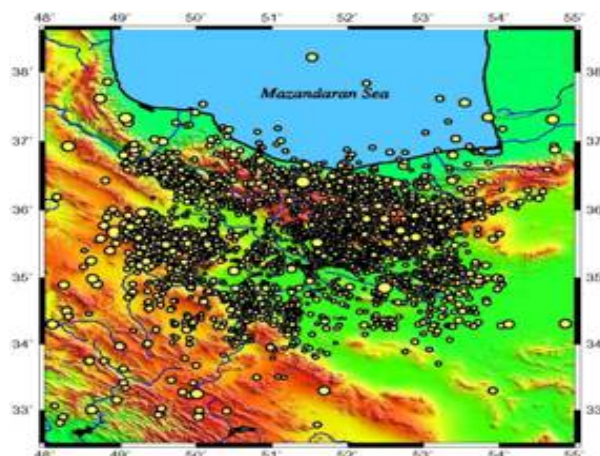
این گستره از دیرباز محل رخداد زلزله‌های بزرگ بوده است. شواهد تاریخی حکایت از زلزله‌هایی در ری، طالقان، قزوین، گرمسار و اطراف آنها دارد که همگی در اطراف تهران بزرگ فعلی قرار دارند. این لرزه‌خیزی تاریخی را زلزله‌های دستگاهی ثبت شده نیز تأیید کرده است. زمین‌لرزه‌های البرز معمولاً کم‌ژرفا هستند اما زلزله کجور-بلده روشن ساخت که باید انتظار زلزله‌های ژرف‌تری را نیز داشت. از طرفی به نظر می‌رسد که البرز شرقی لرزه‌خیزی بیشتری از البرز غربی دارد. شکل ۱ پراکندگی زمین‌لرزه‌های حوالی تهران نگاشته شده توسط شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران را نشان می‌دهد.

است (اسمیت، ۱۹۸۱).

آنچه در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است پراکندگی و نوسان‌های بزرگی زلزله (در حوزهای‌های متفاوت) و پارامترهای آن براساس رابطه گوتنبرگ-ریشتر با استفاده از رویدادهای نگاشته شده با شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۴ و در محدوده جغرافیایی ۳۴-۳۸ درجه شمالی و ۴۹-۵۴ درجه شرقی است. این شبکه شامل ایستگاه‌های سه مؤلفه کوتاه‌دوره است که داده‌های آن پس از دریافت در ایستگاه با خطوط بیسیم به ایستگاه مرکزی مخابره می‌شود. در ایستگاه مرکزی نشانه‌های زمانی روی رویدادها نوشته و پیش پردازش می‌شود. آنگاه براساس پارامترهای تنظیمی سامانه رویدادها از رشته پیوسته داده‌ها جدا می‌شود و پردازش‌های پایانی برای استخراج اطلاعات مورد نیاز صورت می‌گیرد. در این هنگام است که کاربران قادر به بهره‌گیری از داده‌های دریافتی به صورت شکل موج‌های لرزه‌ای هستند.

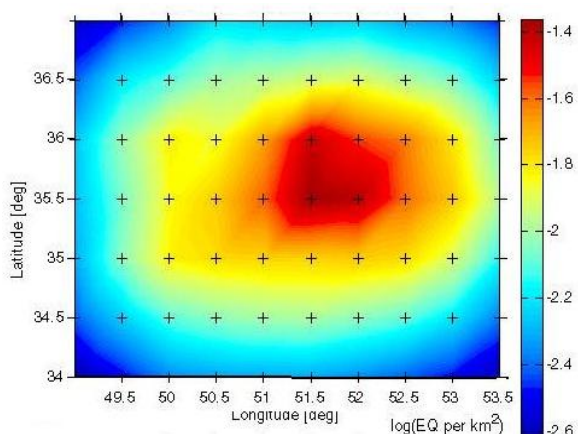
۲ ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی گستره تهران

سرگذشت زمین‌ساخت جدید در البرز مرکزی (که گستره تهران را در بر می‌گیرد) را می‌توان به دو دوره مجزا تقسیم کرد. مرحله نخست در میوسن شروع و در آن فشاری شمالی-جنوبی بین بلوک ایران مرکزی و حوزه خزر جنوبی چیره شد. در مرحله دوم (پلیوسن-کواترنری) کوتاه‌شدگی مایلی با جهت تقریبی شمال-شرق تا شرق-غرب ساختارهای البرز مرکزی را تحت تأثیر قرار داد. این ساختار را می‌توان به یک کوتاه‌شدگی و برش چپ‌گرد افراز کرد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ جکسون و مک‌کنزی، ۱۹۸۴). گسل‌های البرز مرکزی به‌ویژه در حوالی تهران بیشتر از نوع کوهپایه‌ای و سازنده پستی و بلندی‌ها هستند. اغلب آنها یا فشاری و یا



شکل ۱. پراکنندگی ناحیه‌ای زمین‌لرزه‌های البرز.

ایستگاه‌های شبکه از دید سخت‌افزاری، تجهیزات مشابهی دارند و داده‌های آنها با نرم‌افزاری همانند پردازش می‌شود، رویدادهای ثبت شده، پراکنندگی یکسانی از نظر بزرگی و تراکم ندارند. شکل ۲ تراکم زلزله‌های ثبت شده در این شبکه برحسب لگاریتم تعداد زلزله‌ها بر کیلومتر مربع را نشان می‌دهد. این شکل نیز می‌تواند گویای بخشی از سیمای لرزه‌خیزی منطقه‌ای باشد. در کاهش رویدادهای نگاشته در حاشیه شکل می‌توان چند احتمال مانند: کاهش توان شبکه در دریافت زلزله‌ها، میزان زیاد نوفه در ایستگاه‌ها و یا کاهش واقعی خردلرزه‌خیزی را در نظر گرفت.



شکل ۲. تراکم زلزله‌های البرز مرکزی.

۳ داده‌ها و روش کار

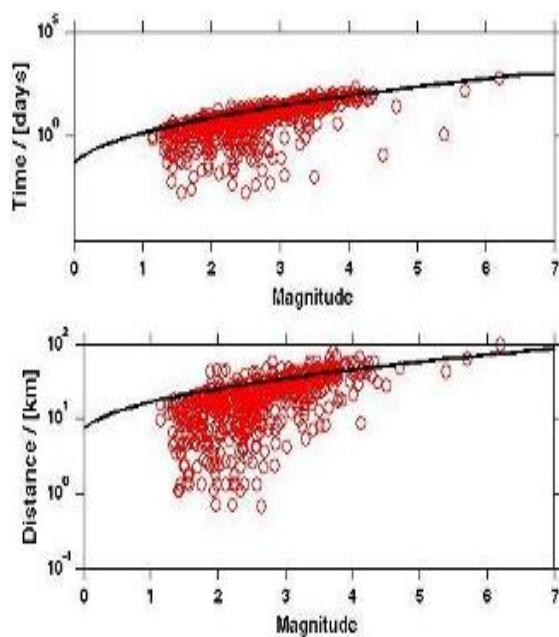
پژوهش‌های گوناگونی به پراکنندگی بسامد- بزرگی به‌ویژه مقدار- b پرداخته‌اند. در این پژوهش‌ها بیشتر به زمینه‌هایی مانند: روش‌های محاسبه مقدار- b و دقت آنها، نوسان‌های زمانی مقدار- b ، مقدار- b و پیش‌بینی زلزله، پراکنندگی بسامد- بزرگی برای زلزله‌های بزرگ و ارتباط آن با خطر لرزه‌ای، مقدار- b و خصوصیات فیزیکی مواد، دستاوردهای به‌کارگیری رابطه توانی- بُعد برخالی (فرکتالی)- رفتار آشوبناک در بررسی‌ها و نوسان‌های مکانی مقدار- b در مقیاس‌های متفاوت اشاره کرد. آنچه در اینجا مورد توجه قرار گرفته مربوط به استفاده از رویدادهای موجود در بانک داده‌های لرزه‌نگاری تهران برای مطالعه نوسان‌های زمانی- مکانی مقدار- b بر اساس همین داده‌ها است. نکته قابل توجه در مورد این بانک داده این است که در آن از داده‌های سایر شبکه‌های رقمی و قیاسی دانشگاه تهران نیز استفاده می‌شود. بنابراین، رویدادهای ثبت شده با آن، فقط محدود به ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران نیست. این شبکه شکل هندسی منظمی ندارد و فاصله بین ایستگاه‌های آن از رابطه‌های هندسی پیروی نمی‌کند. در نتیجه با آنکه

ماندند. شکل ۳ پنجره‌های زمانی- مکانی متغیر به کار رفته برحسب زمان (روز)- بزرگی و مکان (کیلومتر)- بزرگی را نشان می‌دهد. بدین ترتیب با نگاه به شکل به سادگی می‌توان دریافت که برای هر بزرگی چه پنجره زمانی و مکانی به کار رفته است. شکل ۴ نقشه خوشه‌های حذف شده برحسب درصد است. دیده می‌شود که این رخدادها بیشتر در شمال غربی و شمال- شرق نقشه قرار گرفته‌اند، در حالی که از تراکم آنها به سمت مرکز و جنوب کاسته شده است. می‌توان فراوانی خوشه‌های حذف شده در بخش شمال- شمال غرب را به ادامه پس‌لرزه‌های زلزله‌های رودبار، کجور- بلده و زلزله‌هایی که هر از چند گاهی در بخش شرقی رخ می‌دهند نسبت داد.

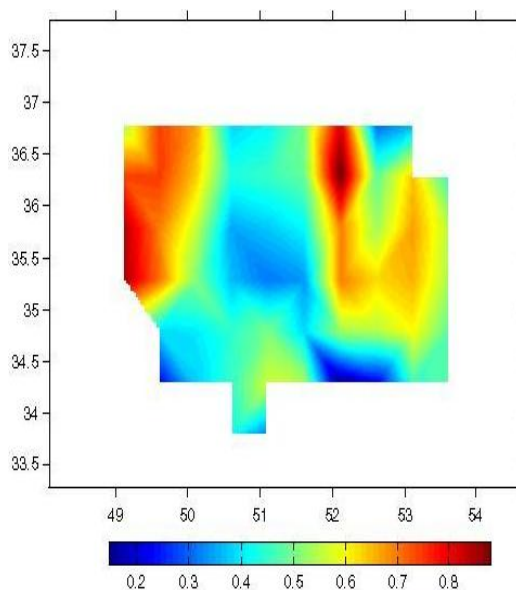
از آنجا که شبکه‌ها فقط قادر به دریافت بخشی از زلزله‌های کوچک‌تر از بزرگی کاملی (M_C) هستند، برآورد دقیق مقدار b - وابستگی به درجه کامل بودن بزرگی رویدادها دارد. بنابراین پس از حذف پیش و پس‌لرزه‌ها باید بزرگی کاملی محاسبه شود. برای محاسبه این پارامتر راه‌های گوناگونی مانند: روش محدوده کامل بزرگی، بیشینه انحنای پایداری M_C و مقدار b - و نیکویی برازش پیشنهاد شده که در اینکار از روش نیکویی برازش استفاده شده است. البته روش‌های دیگری نیز وجود دارد که یا مشابه با روش‌های فوق هستند یا از فرض‌های اولیه یکسان بهره می‌برند و بدین لحاظ به آنها اشاره نشده است. نیکویی برازش برای محاسبه M_C پراکندگی بزرگی- بسامد مشاهداتی را با همین پراکندگی اما از نوع مصنوعی (synthetic) آن مقایسه می‌کند. این روش پارامتر نیکویی برازش را به صورت رابطه (۲) تعریف کرده است:

$$R(a, b, M_i) = 100 - \left[\left\{ \frac{\sum (|O_i - P_i|)}{\sum (N_i)} \right\}^* 100 \right] \quad (2)$$

پردازش رویدادها با حذف انفجارها و پیش‌لرزه- پس‌لرزه‌ها آغاز شد. از آنجا که انفجار معمولاً در طول روز و حوالی محل مشخصی صورت می‌گیرد آنها را به راحتی حذف کردیم. حذف پیش‌لرزه- پس‌لرزه‌ها با توجه به این فرض صورت گرفت که بیشتر مدل‌های آماری موجود رخداد زلزله‌ها را مستقل از یکدیگر می‌دانند و در نظر می‌گیرند که آنها از فرایند پواسونی پیروی می‌کنند. بدین ترتیب فهرست خام زمین‌لرزه‌ها را اغلب می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. یک بخش پیش زمینه پواسونی مستقل از زمان و بخش دیگر وابسته به زمان است. هیچ راه منحصر به فردی برای جدا کردن این دو از هم وجود ندارد، چون خصوصیات فیزیکی آنها یکسان است (ویس و توید، ۲۰۰۰). با این حال دو الگوریتم اصلی و عملی برای جداسازی آنها را گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) و ریازنبرگ (۱۹۸۵) پیشنهاد کرده‌اند. اساس روش اول بر بررسی فرض پواسونی بودن رویدادها و روش دوم بر وابستگی آماری داده‌ها با استفاده از تابع هم‌امیخت است. این مقاله به روش اول براساس تغییرهای گرونتال و همکاران (۱۹۹۹) تکیه کرده است، چون امکان استفاده از پنجره‌های حذف با طول زمانی- مکانی متغیر را ممکن می‌سازد. از مزایای روش پنجره‌ای متغیر آن است که: الف) نامتقارن بودن در حوزه زمان، امکان حذف پیش‌لرزه‌ها را نیز فراهم می‌کند ب) تغییر گستره زمانی- مکانی پنجره حذف و دو طرفه بودن زمانی آن نسبت به بزرگی زلزله اصلی پ) انعطاف‌پذیری ابعاد پنجره‌ها در دستیابی به پراکندگی پواسونی ت) اطمینان بیشتر به حذف همه پیش‌لرزه- پس‌لرزه‌ها با توجه به ابعاد پنجره‌ها و سهولت پیاده‌سازی رایانه‌ای را فراهم می‌کند. در عمل از ۴۴۸۴ رخداد ۲۵۸۰ رویداد (۵۷٫۵۴٪) که تقریباً ۱۸٪ از کل گشتاور لرزه‌ای داده‌ها را دربر می‌گیرند حذف و ۱۹۰۴ زلزله (۴۲٫۴۶٪) باقی



شکل ۳. پنجره‌های زمانی- مکانی متغیر به کار رفته برای حذف رویدادهای وابسته به زمان.



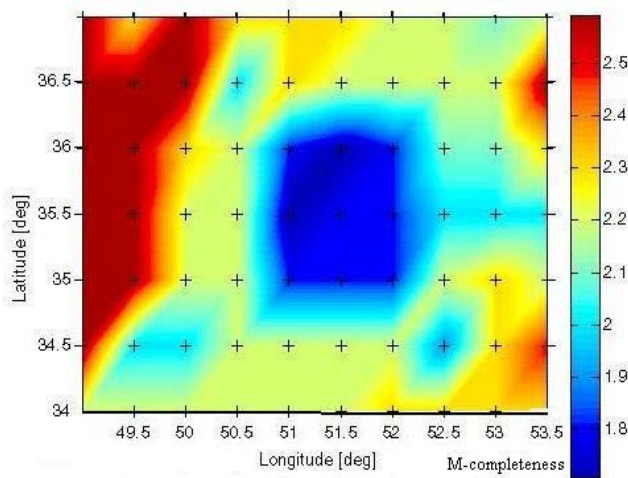
شکل ۴. تراکم مکانی رویدادهای حذف شده وابسته به زمان برحسب درصد.

نیکویی برازش است. برای نرمال سازی رابطه، آن را بر شمار همه رویدادهای مشاهداتی تقسیم کرده‌ایم. بدین ترتیب بزرگی‌هایی مانند M'_c که کوچک‌تر از

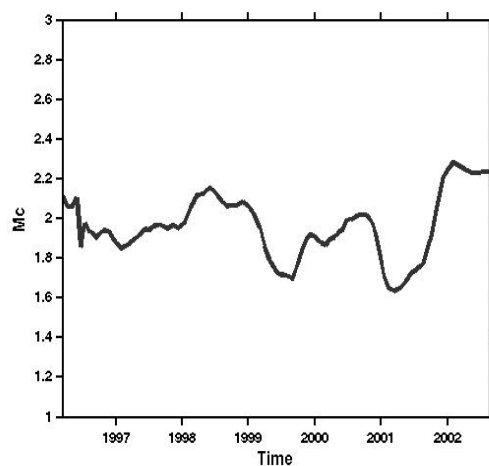
که در آن P_i و O_i شمار انباشتی رویدادهای مشاهداتی و مصنوعی در هر محدوده (bin) بزرگی (i) ، N_i شمار همه رویدادهای مشاهداتی به کار رفته (O_i ها) و R

حاشیه شکل تا بیش از ۲٫۵ افزایش می‌یابد. شکل ۶ چگونگی تغییر همین پارامتر با زمان است. با نگاه به شکل، بزرگی کاملی به طور نسبی در اطراف مقدار دو نوسان و ناهنجاری شدیدی را نمایان نمی‌کند. با توجه به دو شکل ۵ و ۶ بزرگی کاملی در حدود ۲٫۵ در مقیاس محلی برای محاسبه مقدار-b در گستره تهران به کار گرفته شد.

M_c واقعی هستند، نیکویی برازش کمتری را نشان خواهند داد و بر عکس. در این صورت به راحتی می‌توان بزرگی کاملی را یافت که دارای درصد مشخصی از نیکویی برازش باشد (مثلاً ۹۰٪ یا ۹۵٪). شکل ۵ پراکندگی مکانی بزرگی کاملی برای رویدادهای موجود در بانک داده‌ها این پژوهش را نشان می‌دهد. این مقدار در بخش‌های میانی از ۲ کمتر و به سوی



شکل ۵. پراکندگی مکانی بزرگی کاملی.



شکل ۶. پراکندگی زمانی بزرگی کاملی.

۴ پراکندگی مقدار-b

مدل‌های گوناگونی برای تشریح چگونگی تغییرهای ویژگی‌های آماری لرزه‌خیزی در مکان- زمان و بزرگی پیشنهاد شده است. یکی از مشهورترین آنها مدل گوتنبرگ-ریشتر است که از کاربردی‌ترین ابزارهای ارزیابی خطر لرزه‌ای است و اجازه می‌دهد با برون‌یابی آهنگ رخداد زلزله‌های کوچک‌تر به آهنگ برآورد شدهٔ رخداد زلزله‌های بزرگ‌تر دست یافت.

برای محاسبه مقدار-b، این رابطه روش‌های متفاوتی پیشنهاد شده است. از جمله می‌توان به دو روش کمینه مربع‌های وزن‌دار و بیشینه تشابه اشاره کرد. روش اول خطی به منحنی پراکندگی بسامد-بزرگی برازش می‌کند. این خط از نقطه‌ای که منحنی بیشینه انحنای خود را دارد آغاز و تا رویدادی با بزرگی بیشینه ادامه می‌یابد. در این کار به روش دوم که روشی قدرتمند و متداول برای محاسبه مقدار-b است تکیه شده است (آکی، ۱۹۶۵ و اوتسو، ۱۹۹۹). این روش مقدار-b را به شکل رابطه (۳) برآورد می‌کنند:

$$b = \log(e) / [M_m - \{(M_c - dm) / 2\}] \quad (3)$$

که در آن M_m بزرگی میانگین، M_c بزرگی کاملی و dm محدوده (bin) به کار رفته در عملیات است. مقدار-b برای بزرگی‌های بیشتر از M_c محاسبه می‌شود. حال ممکن است این سؤال پیش آید که در صورت نقض این شرط مقدار-b چگونه تغییر می‌کند؟ شکل ۷ این تغییرها را بین بزرگی‌های ۱ تا ۵ نمایانده است. خطوط عمودی شکل بیانگر خطای محاسباتی است. مطابق شکل، مقدار مورد اشاره از کمتر از ۰٫۴ برای رویدادهای با بزرگی یک شروع و پس از رسیدن به حدود یک برای زلزله‌های حدود ۳٫۵ برای زلزله‌های بزرگ‌تر کاهش پیدا می‌کند. بنابراین، برآورد نادرست بزرگی کاملی می‌تواند موجب گزارش نادرست مقدار-b شود. لازم به اشاره است که با

کاهش زلزله‌های بزرگ‌تر از ۵ تعداد آنها و در نتیجه دقت محاسبات کاهش یافته است، لذا آنها را هنگام محاسبه برای این شکل به کار نگرفته‌ایم.

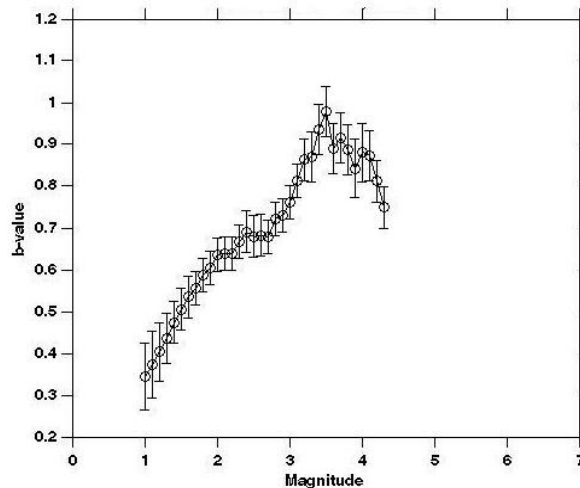
مشاهدات پیش از زلزله‌هایی در نیوزیلند، کالیفرنیا و ونزوئلا نشانگر بی‌هنجاری مقدار-b بوده‌اند. بنابراین بررسی نوسان‌های زمانی آن می‌تواند جالب توجه باشد. برای یافتن چنین تغییرهایی پنجره‌های متحرکی به طول صد رویداد و پوشش پنج به کار گرفته شد. شکل ۸ نوسان‌های یافته شده را نشان می‌دهد که می‌توان آنها را نرم حول مقدار ۰٫۷ در نظر گرفت. از سوی دیگر پژوهش‌های صورت گرفته از تغییر مقدار-b با ژرفا حکایت دارد (ویس، ۱۹۷۳ و ویمر و ویس، ۱۹۹۷). نتیجه شماری از این پژوهش‌ها نشان از افزایش مقدار-b با ژرفا در گستره‌های آتشفشانی و کاهش آن با ژرفا در دیگر گستره‌ها، به‌ویژه گستره‌های قاره‌ای است (ویمر و همکاران، ۱۹۹۸). شکل ۹ روند کلی نزولی مقدار-b با افزایش ژرفا در گستره مورد بررسی را نشان می‌دهد. چنانکه از حدود ۰٫۸ در نزدیکی زمین شروع و به کمتر از ۰٫۵ در ژرفای کمتر از ۳۵ کیلومتر کاهش پیدا می‌کند. این دستاورد با مشاهدات دیگر پژوهش‌ها در این زمینه همخوانی دارد. چون اطلاعات چندانی در مورد چگونگی بخش و تغییر تنش با ژرفا و الگوهای تشکیل و تغییر درز و شکاف‌های عمقی البرز مرکزی در دست نیست امکان تشریح درست علت تغییر مقدار-b بین ژرفای ۱۵ تا ۲۰ کیلومتری وجود ندارد. شکل ۱۰ نقشه پراکندگی تغییر مکانی مقدار-b و شکل ۱۱ انحراف معیار آن در همین گستره به روش بیشینه تشابه است. برای این کار ناحیه به شبکه‌ای متشکل از نقاط ۰٫۵ در ۰٫۵ درجه تقسیم شد. چنانکه در شکل مشاهده می‌شود مقدار غالب در حدود ۰٫۷ است. مطابق شکل می‌توان نقشه را به دو قسمت شرقی و غربی حوالی طول ۵۱٫۵ درجه تقسیم کرد. بخش شرقی مقدار-b کمتری از بخش غربی گزارش می‌کند.

این مقدار به عواملی مانند شمار رویدادها، اندازه منبع لرزه‌زا و شمار سال‌های مورد محاسبه بستگی دارد. شکل ۱۲ پراکندگی تغییر مقدار- a در این گستره را نشان می‌دهد. این نقشه با تقسیم ناحیه به شبکه‌ایی از نقاط ۰٫۵ در ۰٫۵ درجه به‌دست آمده است. دیده می‌شود که مقدار غالب ناحیه ایی بیش از ۳٫۵ و بیانگر میزان زیاد لرزه‌خیزی در آن است. نکته جالب توجه تغییر مقدار- a حوالی طول ۵۱٫۵ درجه است که قبلاً در شکل ۱۰ هم مشاهده شده بود.

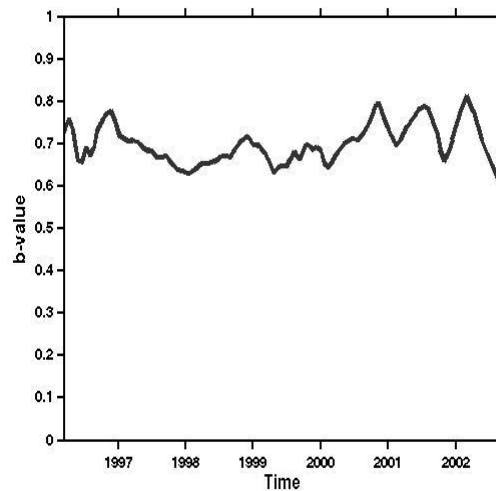
کاهش مقدار- b در شرق نقشه می‌تواند حکایت از فراوانی نسبی زلزله‌های بزرگ‌تر، ناشی از چگونگی پخش تنش منطقه‌ایی داشته باشد. پراکندگی این مقدار در بخش شمال- جنوبی تقریباً مشابه است. بدین ترتیب می‌توان گفت در گستره تهران تراکم نسبی زلزله‌های بزرگ‌تر، بیش از زلزله‌های کوچک‌تر است.

۵ پراکندگی مقدار- a

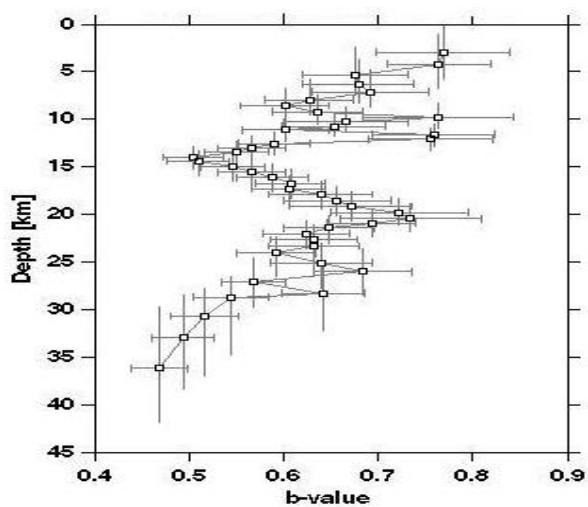
مقدار- a در رابطه گوتنبرگ-ریشتر بیانگر توان لرزه‌خیزی است و تعداد زلزله‌های بزرگ‌تر از صفر را نشان می‌دهد.



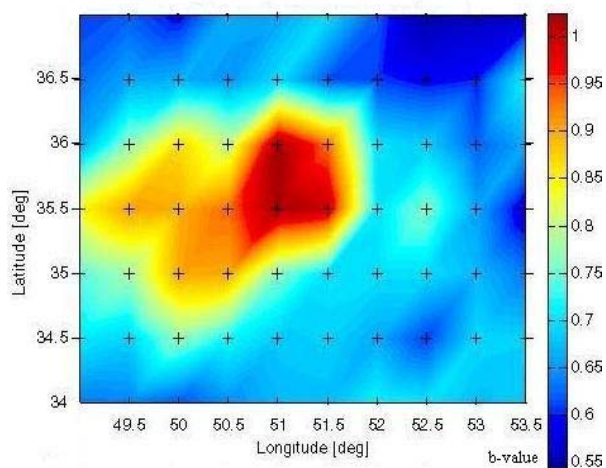
شکل ۷. تغییر مقدار- b با بزرگی.



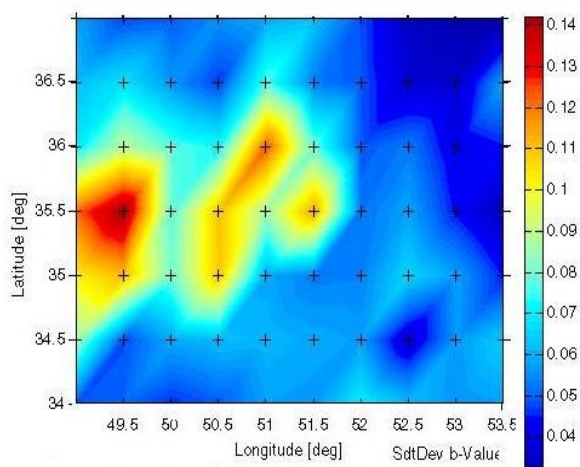
شکل ۸. نوسان زمانی مقدار- b .



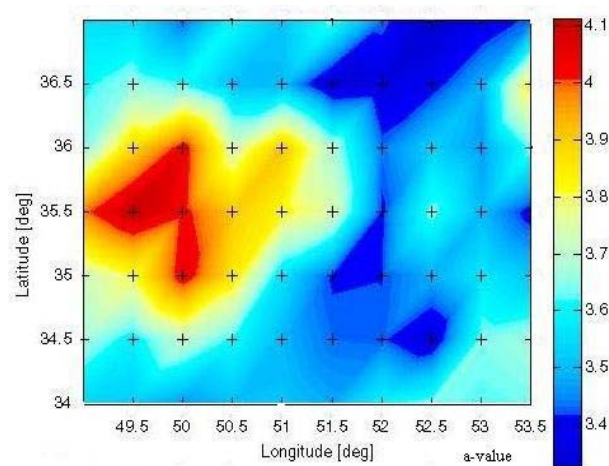
شکل ۹. تغییر مقدار b با ژرفا.



شکل ۱۰. پراکندگی مکانی مقدار b .



شکل ۱۱. انحراف معیار پراکندگی مکانی مقدار b .



شکل ۱۲. پراکنندگی مکانی مقدار -a.

کاتسوماتا، ۱۹۹۹).

می‌دانیم که شبکه‌های متفاوت لرزه‌نگاری روش‌های متفاوتی برای گزارش پارامترهای زلزله مانند مکان و بزرگی به کار می‌برند ضمن آنکه همین روش‌ها نیز درگیر تغییرات متفاوت شده و پایدار نیستند. چنین رفتاری موجب ناهمگنی پارامترهای موجود در گزارش‌ها هم‌زمان با ادغام آنها؛ برای محاسبه‌های آماری مانند آنچه در این تحقیق به آن پرداخته شده است؛ موجب ایجاد انواع خطاهای گوناگون می‌شود که گاه پرداختن به خود این خطاها از حجم کار اصلی بیشتر و کیفیت آنرا کاهش می‌دهد (مانند ترکیب خطاهای تعیین مکان، تبدیل بزرگی‌ها به هم، انتقال و تغییر در بزرگی، تغییرات بزرگی کاملی و...). در نتیجه پیشنهاد کلی آن است تا تلاش شود داده‌های مورد نیاز از یک شبکه برداشته و یا داده‌های شبکه‌های متفاوت به‌طور مستقل پردازش شود. ضمن آن که افزودن داده‌های قدیمی دستگامی موجب افزایش بزرگی کاملی و حذف تعداد زیادی از رویدادها می‌شود، به‌طوری که پژوهشگران برای بهینه کردن محاسبه، زمان شروعی (برای همگن در نظر گرفتن رخدادها) پیشنهاد

۶ نتیجه‌گیری

رابطه گوتنبرگ-ریشتر یکی از ابزارهای کاربردی بررسی آماری زلزله‌ها و ارزیابی خطر لرزه‌ای است. مقدار -b این رابطه در گستره‌های متفاوت ممکن است با ناهمگنی ساختاری و پخش تنش در حوزه مکان در ارتباط باشد و بدین ترتیب بتوان آن را در حکم معیاری آماری از فراوانی نسبی زلزله‌های بزرگ و کوچک در نظر گرفت. اگر بخش کوچک‌تری از زلزله‌ها در بزرگی‌های کمتر روی دهند، مقدار -b بیشتر و اگر بخش بزرگ‌تری از زلزله‌ها در بزرگی‌های بیشتر رخ دهند مقدار -b کمتر است. تعدادی از زلزله‌شناسان می‌گویند مقدار -b ثابت و پژوهش‌هایی که نوسان‌های زمانی و مکانی آنرا نشان می‌دهد از خطاهای داده‌ای و آماری تأثیر پذیرفته‌اند (کاگان، ۱۹۹۹ و فرولیش و دیویس، ۱۹۹۳). از سوی دیگر گروه بزرگ‌تری نیز اشاره می‌کنند که اگر کیفیت و کمیت داده‌ها به اندازه کافی مناسب باشد، نوسان‌های آشکار شده در حوزه‌های زمان و مکان قابل اعتماد و بررسی است (موری و ابرکرومبی، ۱۹۹۷؛ آملونگ و کینگ، ۱۹۹۷؛ ویمر و ویس، ۱۹۹۷ و ویمر و

می‌کنند. مثلاً این زمان برای ژاپن و امریکا حدود سال‌های ۸۱-۱۹۸۰ در نظر گرفته شده است (ویمر و ویس، ۲۰۰۰). از سوی دیگر نیاز چنین پژوهش‌هایی نیز استفاده از بانک داده همگن، متراکم و مناسب از دید رویدادهای جمع‌آوری شده است. چون بهترین بانک داده‌های موجود در این گستره را شبکه لرزه‌گاری رقمی تهران جمع‌آوری کرده است ما نیز از همین داده‌ها سود جستیم. در این پژوهش علاوه بر مقدار b و تغییر آن مقدار a نیز مورد توجه قرار گرفت. در این راستا پس از انتخاب داده‌ها، رویدادهای وابسته به زمان (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) با ارزیابی فرایند پواسونی بودن آنها حذف و آن‌گاه بزرگی کاملی با روش نیکویی برازش محاسبه شد. تغییر زمانی مقدار b نوسان‌های چشمگیری نداشت و در این مدت، روند مشخصی در آن مشاهده نمی‌شود به طوری که می‌توان آن را حول مقدار 0.7 پایدار و نرم در نظر گرفت. از سوی دیگر در حوزه مکان مقدار b روند کلی کاهشی با ژرفا دارد، که با دیگر مشاهده‌ها در زمینه کاهش با ژرفا در نواحی قاره‌ای همخوانی دارد. دانسته‌های کنونی به ما اجازه بحث در علت نوسان مشاهده شده میان ژرفای ۱۵ تا ۲۰ کیلومتری را نمی‌دهد.

نقشه مقدار b -گویای تغییر حول مقدارهای کمتر از یک است. این یافته نیز با آنچه دیگران برای زون‌های قاره‌ای به دست آورده‌اند تطبیق می‌کند (بیراک و همکاران، ۲۰۰۲). نکته قابل توجه در این مورد آن است که بیشینه مکانی این پارامتر با محل تجمع گسل‌ها و خرد گسل‌های ناحیه‌ای همخوانی دارد (نقشه گسل‌های فعال تهران بربریان و همکاران، ۱۹۹۳). به بیانی شاید بتوان این افزایش را به انباشت نسبی کمتر تنش در آن ناحیه‌ها در نتیجه پخش آن بین تعدادی بیشتر از گسل‌های کوچک و متوسط نسبت به نقاط اطراف و در نتیجه افزایش زلزله‌های کوچک‌تر ارتباط داد.

دستاورد جالب توجه دیگر تغییر پراکندگی مکانی مقدارهای a و b حوالی طول ۵۱٫۵ درجه است. با نگاه با شکل‌های ۸ و ۱۱ چنین تغییری را به نوسان در شمار رویدادها و یا بزرگی کاملی نمی‌توان نسبت داد. در حقیقت این دو شکل خود گویای تقارن نسبی حول طول ۵۱٫۵ درجه هستند. در مورد کاهش این مقدار در بخش‌های شرقی نقشه می‌توان به پژوهش‌هایی که نشان داده‌اند مقدار b برای گسل‌های متفاوت، تغییر می‌کند اشاره کرد. می‌دانیم که برای یک تنش قائم معین تنش میانگین گسل رورانده بیش از امتداد لغز و تنش میانگین گسل امتداد لغز بیش از گسل نرمال است. مشاهدات نیز روشن ساخته است که مقدار b -گسل‌های نرمال بیش از گسل‌های امتداد لغز و مقدار b -گسل‌های امتداد لغز بیش از گسل‌های رورانده است. بنابراین مقدار b چون تنش‌سنجی عمل کرده و به دانسته‌های ما در این زمینه می‌افزاید. بدین ترتیب از آنجا که چگالی نسبی گسل‌های رورانده و امتداد لغز در خاور گستره بیشتر است، می‌توان کاهش این پارامتر را به آن نسبت داد. برای اطمینان از آنکه این تغییر با انباشت تنش ناحیه‌ای وابستگی کامل دارد باید پژوهش‌هایی با روش‌ها دیگر؛ چون اندازه‌گیری‌های مشخص‌کننده کمی تغییر تنش؛ سود جست.

تشکر و قدردانی

داده‌های مورد نیاز این پژوهش از شبکه لرزه‌نگاری کشوری تهیه شده است که بدینوسیله از همکاری صمیمانه رئیس و همکاران محترم در آن شبکه تشکر و قدردانی می‌شود. در این مقاله از نرم‌افزارهای gmt و $zmap$ نیز استفاده شده است. این مقاله با حمایت طرح پژوهشی مصوب دانشگاه تهران با شماره ۶۲۰۱۰۱۹/۱/۱ تهیه شده است. بنابر این از حوزه معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه تهران تشکر و قدردانی می‌شود.

- Reasenber, P. A., 1985, Second order moment of Central California seismicity, 1969-82, *JGR*, **90**, 5479-5495.
- Smith, W. D., 1981, The b-value as an earthquake precursor, *Nature*, **289**, 136-139.
- Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches, *Pure and Applied Geo Physics*, **155**, 509-533.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth & Planetary Science Letters*, **233**, 177-185.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15115-15128.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., and Wyss, M., 1998, Temporal and three dimensional spatial analysis of the frequency magnitude distribution near long valley caldera, California, *Geophys. J. Int.*, **134**, 409-421.
- Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, **104**, 13135-13151.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Example from Alaska, the western US and Japan, *BSSA*, **90**, 859-869.
- Wyss, M., 1973, Towards a physical understanding of earthquake frequency distribution, *Geophys. J., R., Astr. Soc.*, **31**, 341-359.
- Wyss, M., and Toya, Y., 2000, is background seismicity produced at a stationary Poissonian rate? *BSSA*, **90**, 1174-1187.
- منابع
- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. I. Tokyo*, **43**, 237-239.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *J. Struct. Geol.*, **25**, 659-672.
- Amelung, F., and King, G., 1997, Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 507-510.
- Berberian, M., 1993, Seismotectonic and earthquake-fault investigations in the region of Tehran, Report No. 56, Geological Survey of Iran.
- Byrak, Y., Yilmazturk, A., and Ozturk, S., 2002, Lateral variations of the modal (a/b) values for the different regions of the world, *J. Geodyn.*, **34**, 653-666.
- Frohlich, C., and Davis, S. D., 1993, Teleseismic b values: Or, much Ado about 1.0, *J. Geophys. Res.*, **98**, 631-644.
- Gardner, J. K., and Knopoff, L., 1974, Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *BSSA*, **64**, 1363-1367.
- Grunthal, G., Sellami, S., Mayer-Rosa, D., and Giardini, D., 1999, Compilation of the GSHAP regional seismic hazard for Europe, *Afr. Midd. East, Ann. Geofis.*, **42**, 1215.
- Gutenberg, R., and Richter, C. F., 1944, Frequency of earthquakes in California, *BSSA*, **34**, 185-188.
- Ishimoto, M., and Iida, K., 1939, Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res.*, **17**, 443-478.
- Jackson, J., and Mckenzi, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **77**, 185-264.
- Kagan, K., 1999, The universality of the frequency moment relationship, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 537-547.
- Mori, J., and Abercrombie, R., 1997, Depth dependence of earthquake frequency magnitude distributions in California: Implications for the rupture initiation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15081-15090.
- Nanjo, K., and Nagahama, H., 2004, Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults, *Chaos Soliton Fract.*, **19**, 387-397.