

تشخیص تنشگاه‌های بزرگ در البرز با استفاده از لرزه‌خیزی دهه گذشته و معرفی محتمل‌ترین مکان‌های رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده

سید خلیل متقی^۱، خالد حسامی آذر^{۲*} و مهرداد مصطفی‌زاده^۲

^۱ دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

^۲ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۲/۱۴

چکیده

در این نوشتار با استفاده از پیشینه لرزه‌خیزی در منطقه زمین‌ساختی البرز، به شناسایی مکان‌هایی می‌پردازیم که بیشترین احتمال را برای رویداد زمین‌لرزه در این ناحیه دارند. در این راستا، متغیرهای لرزه‌خیزی (a, b) در ناحیه البرز، به صورت محلی و برای نقاطی با فاصله ۱۰ کیلومتر از یکدیگر محاسبه شده و نقشه متغیرهای لرزه‌خیزی منطقه به دست آمده است. نقاطی از نقشه مش‌بندی شده منطقه که دارای کمینه مقدار b هستند، متحمل بیشترین میزان تنش می‌شوند، در نتیجه چنین نقاطی معرف تنشگاه‌های البرز یعنی محتمل‌ترین نقاط برای رخداد زمین‌لرزه هستند. محاسبه متغیر زمان بازگشت محلی (T_L) با استفاده از متغیرهای a و b، به عنوان متغیری که محل تنشگاه‌ها را به صورت تجمع یافته تری نسبت به متغیر b برآورد می‌کند، به تعیین دقیق‌تر مکان تنشگاه‌ها انجامیده است. با رسم نقشه احتمال خطر محلی (P_L) در ناحیه البرز که با استفاده از مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه پیش از زمین‌لرزه ۲۰۰۴ کجور- فیروزآباد ($M_w=6.3$) به دست آمده است، نشان داده می‌شود که روش یاد شده، محل رخداد زمین‌لرزه یاد شده را به عنوان یک ناحیه با احتمال زیاد برای رخداد زمین‌لرزه بزرگ معرفی کرده است. نقشه متغیرهای یاد شده برای لرزه‌خیزی ناحیه در دو بازه زمانی قبل و بعد از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد رسم شده تا تغییرات زمانی متغیرهای لرزه‌خیزی تحت تأثیر این زمین‌لرزه مطالعه شود. نقشه لرزه‌خیزی منطقه پس از رخداد زمین‌لرزه، نشان می‌دهد که رخداد آن باعث تغییر الگوی توزیع تنش در منطقه شده است. این زمین‌لرزه محل تنشگاه‌ها را تغییر داده و رژیم انباشت تنش در ناحیه را از نیمه باختری البرز به نیمه خاوری انتقال داده است. به نظر می‌رسد، گسیختگی قطعه باختری گسل خزر در زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد و لرزه‌خیزی بالای بخش میانی این گسل، باعث انتقال قفل شدگی از انتهای باختری به انتهای خاوری آن شده است. بنابراین قطعه انتهایی خاوری گسل خزر به عنوان مکانی که به تازگی تنش بالایی را تحمل می‌کند و به عنوان یک تنشگاه جدید در ناحیه البرز معرفی می‌شود. به همین ترتیب، محدوده بین نیمه خاوری گسل شمال البرز و گسل عطاری و همچنین گسل جاجرم به عنوان تنشگاه‌های جدید و در نتیجه نواحی خطر جدید در ناحیه البرز معرفی می‌شوند.

کلیدواژه‌ها: تنشگاه، لرزه‌خیزی زمینه، زمان بازگشت محلی، متغیرهای لرزه‌خیزی a و b، ناحیه زمین‌ساختی البرز

*نویسنده مسئول: خالد حسامی آذر

E-mail: hessami@iiees.ac.ir

۱- مقدمه

امروزه از روش‌های متفاوتی برای یافتن مکان‌هایی که بیشترین احتمال رخداد زمین‌لرزه در آنجا وجود دارد، استفاده می‌شود (Gorshkov et al., 2000; Öncel & Wyss, 2000). در این میان، (Wiener & Wyss, 1997) روشی را برای یافتن مکان‌هایی که احتمال رخداد زمین‌لرزه در آنجا بیشینه است، معرفی کرده‌اند که بر پایه تئوری تنشگاه (Asperity) (Aki, 1984) قرار دارد. بر اساس تئوری تنشگاه (Asperity)، تنها بخش‌هایی از صفحه گسل محل تمرکز و انباشته شدن تنش هستند. در این بخش‌ها که تنشگاه خوانده می‌شوند، کرنش ناشی از تنش وارد به صفحه گسل، بیشینه است و گسل‌ها بیشترین مقاومت را در برابر تنش تجمع یافته در این مناطق از خود نشان می‌دهند. بر پایه این نظریه زمین‌لرزه‌های بزرگ به دنبال گسیختگی تنشگاه‌ها و آزاد شدن تنش تجمع یافته در آنها به وجود می‌آیند. در روش (Wiener & Wyss, 1997) نیز متغیرهای لرزه‌خیزی (b, a) با هدف یافتن تنشگاه‌ها، برای نقاطی با فاصله چند کیلومتر از یکدیگر (بسته به تعداد و کیفیت داده) محاسبه می‌شوند. سپس بر اساس متغیرهای محاسبه شده دوره بازگشت یک زمین‌لرزه با بزرگای معین در هر نقطه و به صورت محلی (local) برآورد می‌شود و نقاطی که دارای مقدار کمینه a و b و در نتیجه کوتاه‌ترین دوره بازگشت محلی، T_L هستند به عنوان تنشگاه یا محتمل‌ترین نقاط برای رویداد زمین‌لرزه بعدی معرفی می‌شوند. روش برآورد مکانی با استفاده از دوره بازگشت محلی توسط (Öncel & Wyss, 2000; Wyss et al., 2000; Wiener & Wyss, 1997) و (Zuniga & Wyss, 2001) برای نواحی مختلف دنیا بررسی شده و توانایی آن در این مقاله‌ها نشان داده شده است.

این مطالعه آن است که با استفاده از این روش تنشگاه‌ها را در ناحیه البرز شناسایی و مناطق کاندیدا برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده در این ناحیه معرفی شود. برای بررسی توانایی روش، زمین‌لرزه ۲۰۰۴/۵/۲۸ کجور- فیروزآباد ($M_w=6.3$) به عنوان یک زمین‌لرزه مرجع در ناحیه البرز مورد استفاده قرار می‌گیرد و از داده‌های محلی موجود، برای مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه پیش و پس از این زمین‌لرزه استفاده می‌شود. با بررسی لرزه‌خیزی ناحیه پس از زلزله کجور- فیروزآباد، مکان تنشگاه‌های جدید که محتمل‌ترین مناطق کاندیدا برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بعدی در ناحیه هستند، معرفی خواهد شد.

۲- روش

لرزه‌خیزی بیانگر فعالیت‌های لرزه‌ای در مکان و زمان است که برای یک ناحیه اندازه‌گیری می‌شود. معروف‌ترین رابطه‌ای که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی به کار می‌رود، رابطه بازگشتی گوتنبرگ- ریشتر است که پراکنندگی فراوانی بزرگا (frequency-magnitude distribution) را در یک مجموعه داده نشان می‌دهد:

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

در این رابطه، N تعداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای M یا بزرگ‌تر از آن و a و b ثابت‌هایی هستند که به متغیرهای لرزه‌خیزی معروف هستند. این متغیرها در واقع با لرزه‌خیزی ناحیه در ارتباط هستند. a میزان لرزه‌خیزی ناحیه را نشان می‌دهد و b شیب خط در نمودار گوتنبرگ- ریشتر است که هرچه کمتر باشد نمایانگر آن است که نسبت تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک در ناحیه بیشتر است (Novelo-Casanova et al., 2006) و یا میانگین بزرگای زمین‌لرزه‌های روی

در این مطالعه ناحیه البرز که در بازه جغرافیایی ۳۵/۳ تا ۳۷/۳ شمالی و ۴۹ تا ۵۷ خاوری واقع شده، به عنوان یک ناحیه فعال لرزه‌ای انتخاب شده است. هدف از انجام

رشته کوه البرز رو به جنوب و شیب بیشتر گسل‌های دامنه جنوبی رو به شمال است (Allen et al., 2003). گسل‌های الموت رود، طالقان، مشا و گسل شمال قزوین از گسل‌های مهم دامنه جنوبی و گسل‌های رودبار، خزر و شمال البرز نیز از گسل‌های مهم و فعال دامنه شمالی هستند. گسل‌های اصلی البرز پیشینه طولانی لرزه‌خیزی دارند (Berberian & Yeats, 1999, 2001; Ambraseys & Melville, 1982). زمین‌لرزه‌های دستگاهی، بیانگر آن است که هیچ زمین‌لرزه‌ای با ژرفای بیش از ۳۰ کیلومتر در البرز ثبت نشده است (Jackson et al., 2002).

۴- داده‌ها

شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، که از ابتدای سال ۱۹۹۶ آغاز به کار کرده است در ناحیه البرز دارای ۱۹ ایستگاه لرزه‌نگاری است. این شبکه مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه دوره است. جزئیات بیشتر در مورد این شبکه لرزه‌نگاری به وسیله Ghods & Sobouti (2005) ارائه شده است. برای مطالعه لرزه‌خیزی، منطقه البرز در بازه جغرافیایی ۳۵/۳ و ۳۷/۳ شمالی و ۴۹ تا ۵۷ خاوری در نظر گرفته شده است.

برای این مطالعه، تمامی زمین‌لرزه‌های با بزرگای ناتلی (Nutli) بیش از ۲/۲، که معرف آستانه کامل بودن داده‌ها (M_c) است، از کاتالوگ پایگاه اطلاعاتی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (www.ircs.ut.ac.ir) استخراج شد. بازه زمانی انتخاب داده برای این کار، از ابتدای سال ۱۹۹۶، که شبکه آغاز به کار کرده است تا ۲۰۰۴/۵/۱۵ یعنی چند روز پیش از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد است. تعداد زمین‌لرزه‌ها ۲۶۳۴ رویداد است که پس از حذف خوشه‌های لرزه‌ای با استفاده از الگوریتم روزنبرگ (۱۹۸۵)، از ۲۴۵۲ رویداد باقی‌مانده در بررسی لرزه‌خیزی ناحیه استفاده شد. خوشه‌های لرزه‌ای، پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها و یا توفان‌های لرزه‌ای هستند که در مطالعات لرزه‌خیزی، متغیرهای لرزه‌خیزی (متغیرهای a و b) را از مقدار واقعی منحرف می‌کنند (Öncel & Wyss, 2000). پراکندگی زمین‌لرزه‌های روی داده در بازه مکانی مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. شکل ۳ پراکندگی تجمعی (Cumulative) و پراکندگی حدفواصل (Interval) را برای این زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود در بزرگای کمتر از ۲/۲ زمین‌لرزه‌ها به طور کامل ثبت نشده‌اند و بنابراین نمی‌توان از آنها در مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه استفاده کرد. شکل ۴ تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در کاتالوگ را بر حسب زمان نشان می‌دهد. روند کاملاً یکنواخت منحنی تجمعی، شهادی بر ثبت پیوسته و بدون اشکال داده‌ها است و از کیفیت مناسب کاتالوگ مورد استفاده خبر می‌دهد.

برای مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه پس از رخداد زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد نیز از ۲۵۸۶ رویداد با بزرگای ناتلی بیش از ۱/۹ استفاده شد. بهبود کیفیت شبکه باعث کاهش تا بزرگای ۱/۹ شده است. در این مطالعه رویدادهایی که در بازه زمانی ۲۰۰۴/۷/۱ و ۲۰۰۸/۶/۱۵، در بازه مکانی ۳۵/۳ و ۳۷/۳ درجه شمالی و ۴۹ تا ۵۷ درجه خاوری ثبت شده‌اند بررسی شد. پراکندگی این رویدادها در شکل ۵ نشان داده شده است. شکل ۶ پراکندگی تجمعی و پراکندگی حد فاصل و شکل ۷ تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در طول زمان را نمایش می‌دهد. مانند قبل، خوشه‌ها از این بانک داده نیز حذف شده‌اند. روش‌های آماری به کار گرفته شده در بالا همگی در قالب نرم‌افزار Z-MAP (Wiemer, 2001) اجرا شده‌اند.

در پایان تأکید می‌شود که خطای مکان‌یابی رومرکز زمین‌لرزه‌ها نمی‌تواند به عنوان متغیری مؤثر بر کیفیت بانک داده در این‌گونه مطالعات لحاظ شود (Wiemer & Wyss, 2002) چرا که اندازه گریدهای استفاده شده (شعاع ۲۰ کیلومتر در این مطالعه) بزرگ‌تر یا در حدود خطای موجود در تعیین رومرکز (حدود ۵ تا ۲۰ کیلومتر) است و در نتیجه خطای مکان‌یابی در شبکه تهران اشکال چندانی در این مطالعه ایجاد نمی‌کند.

داده در ناحیه بیشتر است (Wiemer & Wyss, 2000). در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در ناحیه به طور معکوس مرتبط است (Öncel & Wyss, 2000). این متغیرها می‌تواند توسط ویژگی‌های فیزیکی مختلفی، تحت تأثیر قرار گیرد. از این ویژگی‌ها می‌توان به غیرهمگن بودن مواد در صفحه گسل، میزان شکستگی‌ها و سطح تنش برشی موجود در ناحیه اشاره کرد (Wyss, 1973; Scholz, 1968). همچنین Öncel et al. (1995) نشان داده‌اند که b می‌تواند با تغییر لرزه‌خیزی ناحیه و به ویژه تحت تأثیر خوشه‌های لرزه‌ای روی داده در ناحیه تغییر کند، هرچند که مقدار میانگین آن در یک منطقه بزرگ همیشه مقداری نزدیک به ۱ است. ایده اصلی و توانایی روش تنشگاه آن است که بخش‌هایی از ناحیه مورد مطالعه که به طور معمول حدود ۱۰ درصد از کل آن ناحیه لرزه‌خیز را شامل می‌شوند، مقدار a و b در نتیجه دوره بازگشت محلی، T_L ، (رابطه ۲) کم، یعنی مقادیری نزدیک به مقدار کمینه در منطقه را نشان می‌دهند.

رابطه بین a ، b و T_L به صورت زیر است (Wiemer & Wyss, 1997):

$$T_L = dT / 10^{(a-bM)} \quad (2)$$

که در آن dT بازه زمانی کاتالوگ مورد استفاده است، M بزرگای a و b متغیرهای رابطه هستند. مخرج این رابطه تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای M یا بالاتر را محاسبه می‌کند که در بازه زمانی dT روی داده‌اند، بنابراین رابطه ۲ دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ای با بزرگای M یا بیشتر را به صورت محلی محاسبه می‌کند.

قطعه‌های گسلی (fault segments) که a و b کمتر و در نتیجه T_L کمتری نسبت به قطعه‌های مجاور دارند، تنش بیشتری را تحمل می‌کنند و در نتیجه به عنوان تنشگاه معرفی می‌شوند (Öncel & Wyss, 2000). این قطعه‌ها فعال، و پتانسیل ایجاد زمین‌لرزه را دارند، اما تحت تأثیر یک قفل شدگی شدیدتر از قطعه‌های مجاور قرار گرفته‌اند. فعالیت لرزه‌ای در این نقاط کمتر است و زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر در آنها عمومیت دارند. بنابراین تشخیص مکان تنشگاه‌ها که با مطالعه دوره بازگشت محلی، T_L ، و یافتن مقادیر کمینه این متغیر انجام می‌شود، می‌تواند در شناسایی مناطق کاندیدا برای رخداد زمین‌لرزه مؤثر باشد. این مناطق دارای پیشینه امکان رخداد زمین‌لرزه بزرگ یا بیشینه احتمال محلی (رابطه ۳) هستند. احتمال رخداد یک زمین‌لرزه در یک مکان و در یک سال، P_L ، برای یک زمین‌لرزه با بزرگای M یا بیشتر از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P_L(M) = \frac{1}{(T_L \times A)} \quad (3)$$

که A اندازه گرید کوچک مورد مطالعه است. به عنوان محدودیت این روش باید گفت که نظریه تنشگاه، نمی‌تواند اندازه بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌ای که در منطقه روی می‌دهد را مشخص کند. رویداد زمین‌لرزه در یک تنشگاه، می‌تواند باعث تحریک و چکانش زمین‌لرزه در تنشگاه‌های مجاور شود، بنابراین نمی‌توان درباره پیشینه اندازه زمین‌لرزه اظهار نظر کرد. زمان رخداد زمین‌لرزه نیز توسط این روش قابل محاسبه نیست و روش ارائه شده، تنها درباره موقعیت مکانی رخداد زمین‌لرزه برآوردی ارائه می‌دهد.

۳- زمین‌ساخت ناحیه البرز

منطقه مورد مطالعه که در بازه جغرافیایی ۳۵/۳ و ۳۷/۳ شمالی و ۴۹ تا ۵۷ خاوری قرار دارد (شکل ۱) البرز نامیده می‌شود که شدت لرزه‌خیزی بالایی دارد و از نظر زمین‌ساختی فعال است (Berberian & Yeats, 2001; Jackson et al., 2002). رژیم زمین‌ساختی منطقه به طور همزمان تحت تأثیر حرکت رو به شمال ایران مرکزی نسبت به خزر جنوبی و حرکت رو به شمال‌باختر خزر جنوبی نسبت به صفحه اوراسیا قرار دارد (Jackson et al., 2002). همزمان شدن این دو عامل حرکتی منجر به حرکت فشاری همراه با حرکت امتدادلغز در منطقه البرز شده است که به صورت گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد و گسل‌های معکوس موازی در منطقه دیده می‌شود (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). شیب عمومی گسل‌ها در دامنه شمالی

۵- روش انجام کار و نتایج

نیز یک تشنگاه دیگر را در محل خم ایجاد شده بر روی قطعه میانی گسل الموت رود و در مجاورت منتهی الیه خاوری گسل شمال قزوین نشان می‌دهد. شیب رو به جنوب صفحه گسل الموت رود و انطباق آن با محل بی‌هنجاری یاد شده، تشنگاه را با احتمال بیشتر به قطعه میانی گسل الموت رود مرتبط می‌کند. انتساب دو زمین لرزه تاریخی سال‌های ۱۶۰۸ و ۱۸۰۸ به ترتیب با بزرگای برآوردی ۷/۴ و ۵/۹ به گسل‌های طالقان یا الموت رود (Ambraseys & Melville, 1982) را می‌توان به عنوان شاهد فعالیت لرزه‌خیزی گسل الموت رود در گذشته دانست.

دومین ناحیه بی‌هنجاری (بیضی شماره ۲) که مرکز آن در ۳۶/۴ شمالی و ۵۱/۷ خاوری قرار گرفته است (شکل ۱۰) یکی از بی‌هنجاری‌های مهم البرز مرکزی است که توسط نقشه گرید شده متغیر T_L و P_L شناسایی شده است. مرکز این بی‌هنجاری در محل تقاطع دو گسل کجور و گسل شمال البرز است. این تشنگاه با محل رخداد زمین لرزه ۲۰۰۴ کجور- فیروزآباد با بزرگی $M_w=6/3$ واقع در ۳۶/۳۷ درجه شمالی و ۵۱/۶۴ درجه خاوری (گزارش شده در کاتالوگ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، IIEES) منطبق است. نکته قابل توجه در مورد این تشنگاه آن است که بی‌هنجاری ناشی از آن (بیضی شماره ۲ در شکل ۱۰) با استفاده از داده‌های پیش از رخداد زمین لرزه شناسایی شده است. مطالعات (Tatar et al., 2007) نشان داد که زمین لرزه کجور- فیروزآباد در نتیجه فعالیت گسل خزر با شیبی به سمت جنوب و در ژرفای ۲۱ کیلومتری روی داده است. بر این اساس، تشنگاه شناسایی شده در شکل ۱۰ را می‌توان متعلق به گسل خزر دانست. شکل ۹ معرف لرزه‌خیزی در نقاط مختلف البرز است نشان می‌دهد که پیش از رخداد زمین لرزه، لرزه‌خیزی در بخش خاوری این تشنگاه بالا بوده است. رومرکز این بی‌هنجاری مثبت در خاور رومرکز زمین لرزه و بر روی گسل شمال البرز قرار می‌گیرد. از آنجا که بر اساس مشاهدات Tatar et al. (2007) صفحه شیب‌دار گسل خزر در زیر همین ناحیه قرار دارد، این احتمال مطرح می‌شود که این لرزه‌خیزی بالا نیز مربوط به گسل خزر باشد. قطعه‌های گسلی با مقدار a و b زیاد نسبت به مقدار میانگین (لرزه‌خیزی بالا) در مواردی که با قطعه‌های قفل شده در لبه خود مجاورت می‌شوند خطر رخداد زمین لرزه بر روی این تشنگاه را افزایش می‌دهند. در صورتی که یک تشنگاه در مجاورت یک قطعه با مجاورت کم در خاور خود بشکند، گسترش شکستگی به سمت مخالف یعنی باختر مورد انتظار است. مطالعه پس لرزه‌های زمین لرزه کجور- فیروزآباد نیز ابتدای شکستگی را در جوار رومرکز زمین لرزه و گسترش شکستگی را به سمت باختر نشان می‌دهد که تا فاصله ۴۰ کیلومتری رومرکز، گسترش یافته است (Tatar et al., 2007). بنابراین فرض یاد شده مبنی بر داشتن یک تشنگاه در مجاورت یک قطعه با خزشی آرام، فرضی محتمل به نظر می‌رسد. توجه شود که چنین اطلاعاتی با استفاده از لرزه‌خیزی ناحیه پیش از رخداد زمین لرزه کجور- فیروزآباد کسب شده و به خوبی وجود یک ناحیه پرخطر برای رخداد زمین لرزه بزرگ در ناحیه البرز مرکزی را در منطقه بلده پیش‌بینی کرده است. این منطقه با توجه به آنچه گفته شد (مجاورت یک قطعه قفل شده در مجاورت یک قطعه فعال) می‌توانست پرخطرترین ناحیه معرفی شود. ناحیه ۳ یک بی‌هنجاری دیگر را در البرز مرکزی نشان می‌دهد. این بی‌هنجاری بر روی قطعه خاوری گسل مشا و در محدوده ۳۵/۴ تا ۳۶/۱ شمالی و ۵۱/۸ تا ۵۲/۶ خاوری قرار گرفته است. سازوکار گسل مشا امتدادلغز چپ‌گرد با یک مؤلفه رانندگی با شیب به سمت شمال است (Hessami et al., 2003). با استفاده از انطباق این بی‌هنجاری با گسل مشا، قطعه خاوری گسل مشا را به عنوان یک تشنگاه مهم دیگر در البرز می‌توان معرفی کرد. زمین لرزه‌های رویداده در سال‌های ۱۶۶۵ با شدت VII (در مقیاس مرکالی) و ۱۸۳۰ با شدت IX بر روی همین بخش از گسل مشا بر فعالیت لرزه‌ای این گسل در گذشته دلالت دارد (Berberian & Yeats, 1999). بنابراین با توجه به لرزه‌خیزی ناحیه در بازه زمانی بین ابتدای ۱۹۹۶ تا می

برای محاسبه مقدار b و T_L به صورت محلی و تهیه نقشه گرید شده آن در ناحیه البرز، ابتدا منطقه به شرح زیر مش بندی شد: هر مش به شکل یک استوانه به شعاع ۲۰ کیلومتر و ژرفای ۳۰ کیلومتر (معادل با بیشینه ژرفای زمین لرزه‌ها در البرز) در نظر گرفته شد. محور هر استوانه بر روی گره‌های مش بندی قرار می‌گیرد و فاصله گره‌ها از هم ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شده‌اند. متغیرهای a و b برای زمین لرزه‌های با بزرگی بیش از ۲/۲ در هر گرید محاسبه شد و از روی آن با استفاده از رابطه ۲ و به ازای بزرگای ۶/۳ (که بزرگای زمین لرزه کجور- فیروزآباد در کاتالوگ IIEES است) برای T_L هر گرید به دست آمد. کمترین تعداد زمین لرزه در هر گرید برای محاسبه متغیرهای لرزه‌خیزی ۱۰ زمین لرزه در نظر گرفته شد. نقشه گریدبندی مقدار b که برای ناحیه البرز محاسبه شده، در شکل ۸ نشان داده شده است. در این نقشه مقدار b در گریدها از ۰/۵ تا ۲/۲ متغیر و به طور میانگین ۰/۹۴ محاسبه شده است. تهیه نقشه مقدار a نیز تغییرات مکانی لرزه‌خیزی در ناحیه البرز را نشان می‌دهد (شکل ۹).

مقادیر زمان بازگشت محلی، T_L ، با استفاده از رابطه ۲ و برای بزرگای ۶/۳، با مقیاس مشابهی در شکل ۱۰ رسم شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود نقشه T_L الگوی مشابه با نقشه مقدار b را نشان می‌دهد، اما در آن محل بی‌هنجاری‌ها به صورتی تجمع یافته‌تر قابل مشاهده است. همچنین از روی نقشه T_L ، نقشه گریدبندی شده P_L یا نقشه بیشینه احتمال خطر به صورت محلی به دست می‌آید که در شکل ۱۱ نشان داده شده است. از مقایسه این چهار نقشه (شکل‌های ۸ تا ۱۱)، سه بی‌هنجاری در ناحیه البرز دیده می‌شود: ۱) بی‌هنجاری اول که مرکز آن در مختصات جغرافیایی ۳۸/۵ درجه شمالی و ۴۵ درجه خاوری قرار دارد، در امتداد گسل‌های رودبار، الموت رود و گسل شمال قزوین قرار گرفته است. ۲) مرکز بی‌هنجاری دوم در ۳۶/۴ شمالی و ۵۱/۷ خاوری قرار گرفته و یکی دیگر از بی‌هنجاری‌های مهم و بزرگ در ناحیه البرز به شمار می‌آید. این بی‌هنجاری نزدیک گسل‌های کجور، کندوان، گسل شمال البرز و گسل خزر است. رومرکز زمین لرزه کجور- فیروزآباد در وسط این بی‌هنجاری قرار گرفته است (شکل ۱۰). ۳) مرکز بی‌هنجاری سوم در ۳۵/۹ شمالی و ۵۲/۱ خاوری قرار گرفته و بر روی قطعه خاوری گسل مشا واقع شده است.

ذکر این نکته در اینجا الزامی است که مقادیر کوچک a و b که بی‌هنجاری‌های مورد بحث را تشکیل داده‌اند، نمی‌توانند ناشی از گزارش ناقص زمین لرزه‌های کوچک در بانک داده مورد استفاده باشند. برای کنترل این مطلب، مقدار Mc در هر گرید به صورت مستقل محاسبه شده و به آن ۰/۲ نیز به عنوان عدم قطعیت در تعیین این متغیر اضافه شده است و متغیرهای a و b برای بزرگای بیش از Mc محاسبه شده است.

۶- بحث

مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه البرز در بازه زمانی ۱۹۹۶/۰۱/۰۱ و ۲۰۰۴/۰۵/۱۵، وجود سه بی‌هنجاری منفی قابل توجه در متغیرهای لرزه‌خیزی را مشخص می‌کند. در شکل‌های ۸ تا ۱۱ انطباق این بی‌هنجاری‌ها با گسل‌های منطقه (یا با محل تشنگاه در طول هر یک از گسل‌ها) به روشنی آشکار است.

همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، در بخش باختری البرز در محلی که با شماره ۱ بر روی شکل مشخص شده دو بی‌هنجاری قابل تشخیص است که با خط اثر گسل‌های رودبار، الموت رود و شمال قزوین منطبق هستند. مؤلفه شیب‌لغز گسل‌های مزبور رانندگی و برای گسل‌های رودبار و الموت رود به سمت جنوب و در گسل شمال قزوین به سمت شمال است. با توجه به جهت شیب رانندگی‌ها و موقعیت بی‌هنجاری‌ها می‌توان انتظار داشت که بی‌هنجاری بزرگ‌تر که در نیمه باختری بیضی شماره ۱ قرار گرفته معرف دو تشنگاه و تجمع تنش در این بخش از البرز باشد؛ ۱) در محل خمیدگی میانه گسل رودبار، ۲) در محل پله چپ دست ایجاد شده در حد فاصل بین گسل رودبار و گسل الموت رود. بی‌هنجاری کوچک‌تر (در خاور بیضی)

۱۶ دیده می‌شود، در البرز خاوری و مرکزی افزایش لرزه‌خیزی دیده می‌شود، در حالی که کاهش لرزه‌خیزی مربوط به نیمه باختری است و منطبق بر بی‌هنجاری‌های جدیدی است که با استفاده از لرزه‌خیزی البرز پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد معرفی شده است. این نقشه همچنین نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌های جدید پیش از رویداد این زمین‌لرزه بزرگ دارای قفل‌شدگی شدید نبوده‌اند و در عوض قطعه خاوری گسل مشا که لرزه‌خیزی ناحیه پیش از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد آن را یک تنشگاه (بی‌هنجاری ۳) نشان می‌داد، پس از زمین‌لرزه افزایش لرزه‌خیزی دارد و می‌توان این‌گونه تفسیر کرد که این قطعه بر اثر رخداد زمین‌لرزه یادشده از قفل‌شدگی بیرون آمده است. به عبارتی زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد، باعث مرگ و تولد تنشگاه در ناحیه البرز و مهاجرت آنها از نیمه باختری به نیمه خاوری شده است. افزایش لرزه‌خیزی بر روی قطعه خاوری گسل مشا با مشاهده شکل ۱۳ که مقدار a را پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد نشان می‌دهد آشکارا دیده می‌شود.

۷- نتیجه‌گیری

در این نوشتار به این پرسش پاسخ داده شد که آیا می‌توان از لرزه‌خیزی زمینه در بازه زمانی بین رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ استفاده کرد و درباره مکان رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بعدی ابراز نظر کرد؟ این مسئله برای ناحیه البرز بررسی شد. بدین صورت که با استفاده از لرزه‌خیزی زمینه پیش از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد دوره بازگشت محلی زمین‌لرزه‌ها محاسبه و بر روی نقشه رسم شد. نقشه حاصل وجود سه بی‌هنجاری منفی را به عنوان تنشگاه‌های البرز آشکار کرد. نتایج حاصل با مکان رخداد زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد به عنوان زمین‌لرزه مرجع مطابقت یافت. سپس بررسی شد که آیا بی‌هنجاری‌های دیگر پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد همچنان پهنه‌هایی خطرناک برای رخداد زمین‌لرزه در ناحیه البرز به شمار می‌آیند؟ لرزه‌خیزی زمینه پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد نشان داد که این زمین‌لرزه الگوی پراکندگی تنش در ناحیه زمین‌ساختی البرز را تغییر داده است. بدین ترتیب که این زمین‌لرزه محل تنشگاه‌ها را تغییر داده و رژیم تجمع تنش را در ناحیه از نیمه باختری البرز به نیمه خاوری انتقال داده است. شکستن قطعه باختری گسل خزر (قطعه مسبب زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد) و لرزه‌خیزی بالای بخش میانی این گسل باعث انتقال قفل‌شدگی از انتهای باختری به انتهای خاوری آن شده است. نقشه احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بعدی که در شکل ۱۵ نشان داده شده، انتهای خاوری گسل خزر را به عنوان یک منطقه خطر معرفی می‌کند. لرزه‌خیزی کم این بخش از گسل خزر (a کم) و مقدار b اندک، شاهدهی است بر این که زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر در این ناحیه عمومیت پیدا کرده‌اند. محدوده بین نیمه خاوری گسل شمال البرز و گسل عطاری نیز به عنوان یک تنشگاه (منطقه خطر) دیگر برای ناحیه البرز معرفی می‌شود و تنشگاه گسل جاجرم، که تنشگاه کوچکی است، را نیز می‌توان به این جمع اضافه کرد. بی‌هنجاری‌های یاد شده به عنوان نواحی معرفی می‌شود که بایستی مطالعات محلی مانند مطالعه خردلرزه‌های این قطعه از گسل‌ها با استفاده از شبکه‌های فشرده موقت و یا مطالعات میدان الکتریکی و یا مطالعات محلی از این قبیل بر روی آنها انجام شود.

سپاسگزاری

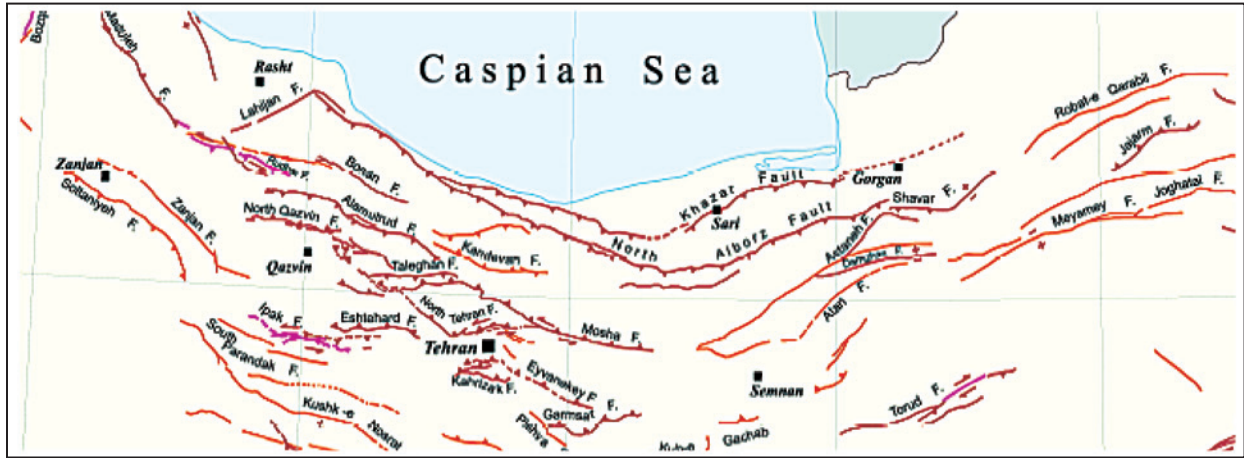
بدین وسیله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای در اختیار گذاردن بانک داده تشکر می‌گردد. همچنین از داوران محترم که با پیشنهادات ارزنده خود باعث تقویت مقاله شدند سپاسگزاری می‌شود. این مقاله از پروژه شماره ۵۱۲۷ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استخراج شده است.

۲۰۰۴، سه بی‌هنجاری مشخص شده در شکل ۱۰ به عنوان مناطق قفل شده (تنشگاه) در البرز که بیشترین تنش را تحمل می‌کنند، معرفی می‌شود. در این میان رخداد زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد در محل بی‌هنجاری شماره ۲ بر اهمیت نتایج به‌دست آمده، دلالت دارد. بی‌هنجاری باختری در ناحیه شماره ۱ نیز در مجاورت محل رخداد زمین‌لرزه رودبار- منجیل ($M_s=7/7$ ، $1990/6/20$ ، $36/99$ شمالی و $49/35$ خاوری، کاتالوگ ISC) واقع شده است و بنابراین آرامش غیرعادی این منطقه (کم بودن نسبی متغیرهای a و b) را می‌توان به آزاد شدن تنش تجمع یافته پس از رخداد زمین‌لرزه رودبار- منجیل مربوط دانست. اما پرسشی که در اینجا مطرح می‌شود آن است که آیا بی‌هنجاری ۳ پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد همچنان نقطه‌ای خطرناک برای رخداد زمین‌لرزه در ناحیه البرز به شمار می‌آید؟ (Wiemer & Wyss (2000) نشان داده‌اند که الگوی پراکندگی تنش در یک ناحیه لرزه‌زمین‌ساختی، می‌تواند تحت تأثیر رخداد یک زمین‌لرزه بزرگ در آن ناحیه تغییر کند. از این نظر، بدون بررسی لرزه‌خیزی زمینه ناحیه پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد، نمی‌توان درباره احتمال خطر رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده در ناحیه البرز قضاوت درستی انجام داد. بر این اساس لرزه‌خیزی ناحیه البرز پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد نیز جداگانه بررسی شد و نتایج این بررسی به همراه زمان بازگشت محلی و احتمال رخداد زمین‌لرزه در ناحیه در شکل‌های ۱۲ تا ۱۵ نشان داده شده است.

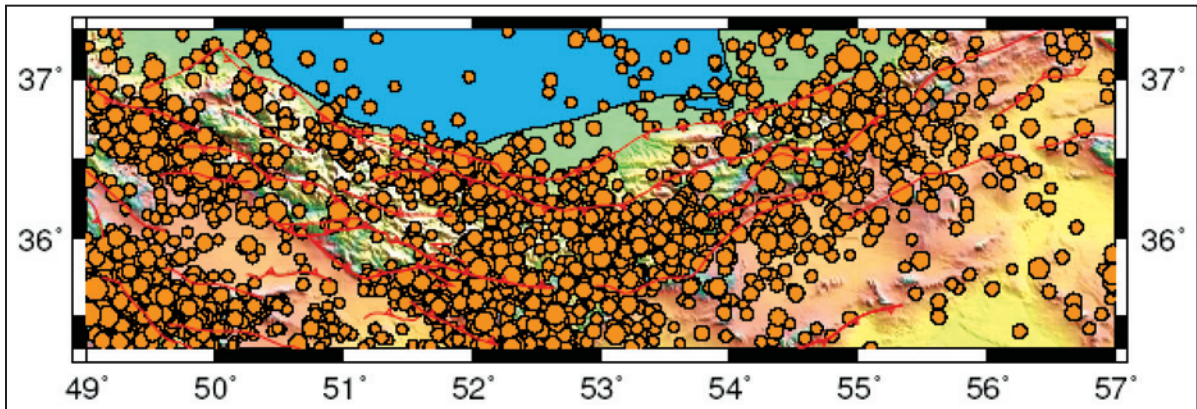
مقایسه لرزه‌خیزی پیش و پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی تنش در البرز، تحت تأثیر رخداد این زمین‌لرزه تغییر کرده است. پس از رخداد این زمین‌لرزه سه ناحیه با بی‌هنجاری‌های منفی جدید در متغیرهای لرزه‌خیزی دیده می‌شود (شکل ۱۴). بی‌هنجاری اول در محدوده $54/4$ و $54/9$ خاوری و $36/7$ و $37/1$ شمالی دیده می‌شود. این بی‌هنجاری در منتهی‌الیه خاوری گسل خزر واقع شده است (بی‌هنجاری ۱ در شکل ۱۴). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که پس از رخداد زمین‌لرزه بزرگ کجور- فیروزآباد بر روی گسل خزر تجمع تنش به انتهای خاوری این گسل منتقل شده است.

بی‌هنجاری دوم در حد فاصل بین نیمه خاوری گسل شمال البرز و گسل عطاری محدود شده و گسل‌های آستانه و دامغان را نیز می‌پوشاند. این بی‌هنجاری نیز به عنوان یک تنشگاه جدید در ناحیه البرز در نظر گرفته می‌شود، اما با توجه به نزدیکی چندین گسل به این بی‌هنجاری، تشخیص این که تنشگاه بر روی صفحه کدام گسل واقع شده است، کاری دشوار به نظر می‌رسد. با توجه به این که گسل شمال البرز دارای یک رانندگی با شیبی به سمت جنوب است و در شمال محدوده بی‌هنجاری قرار گرفته شاید وجود بخش مهمی از این تنشگاه بر روی گسل شمال البرز صحیح به نظر برسد. بی‌هنجاری سوم در محلی با شماره ۳ بر روی گسل جاجرم که یک رانندگی با شیب به سمت شمال است دیده می‌شود. این بی‌هنجاری کوچک‌ترین بی‌هنجاری دیده شده است.

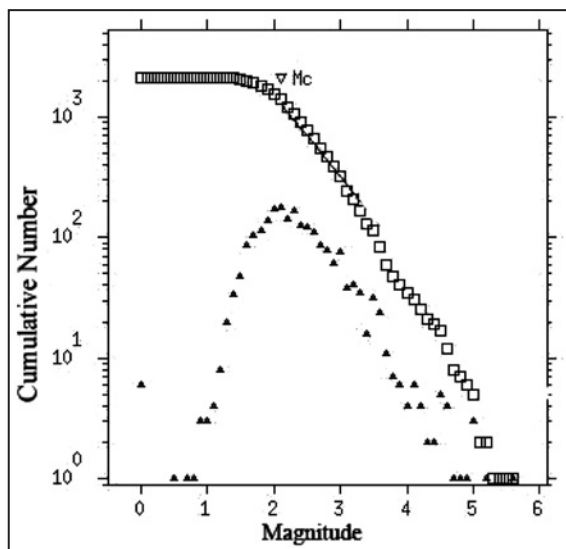
نکته جالب توجه آن‌که بی‌هنجاری‌های دیده شده پس از رخداد زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد همگی در نیمه خاوری البرز دیده می‌شوند، حال آن‌که بی‌هنجاری‌های پیشین همگی در البرز مرکزی و باختری دیده شدند. به عبارتی می‌توان گفت افزایش لرزه‌خیزی پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد بیشتر بر روی گسل‌های نیمه باختری و قفل‌شدگی‌ها بر روی گسل‌های نیمه خاوری دیده شده است. این در حالی است که پیش از رخداد زمین‌لرزه این روند برعکس بوده است. رسم نقشه آهنگ لرزه‌خیزی در بازه زمانی پیش و پس از زمین‌لرزه که در شکل ۱۶ نشان داده شده است، به مشاهده این رویداد بیشتر کمک می‌کند. این نقشه با محاسبه میزان تغییر متغیر a در هر گرید به‌دست آمده و رسم می‌شود. همان‌گونه که در شکل



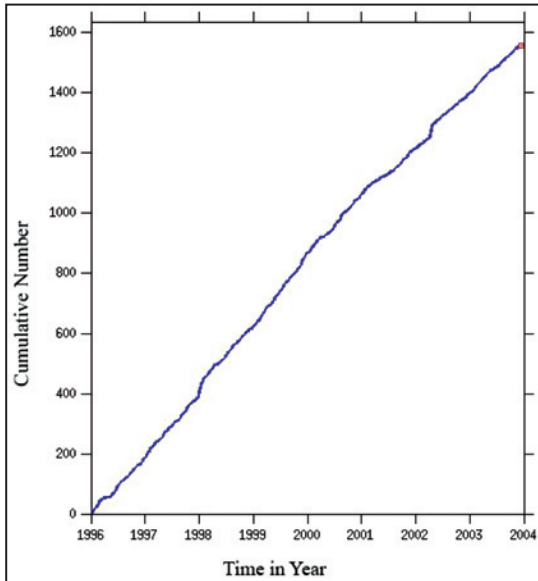
شکل ۱- گستره البرز. موقعیت و نام گسل های فعال و سازوکار حرکتی آنها در شکل نشان داده شده است (Hessami et al., 2003)



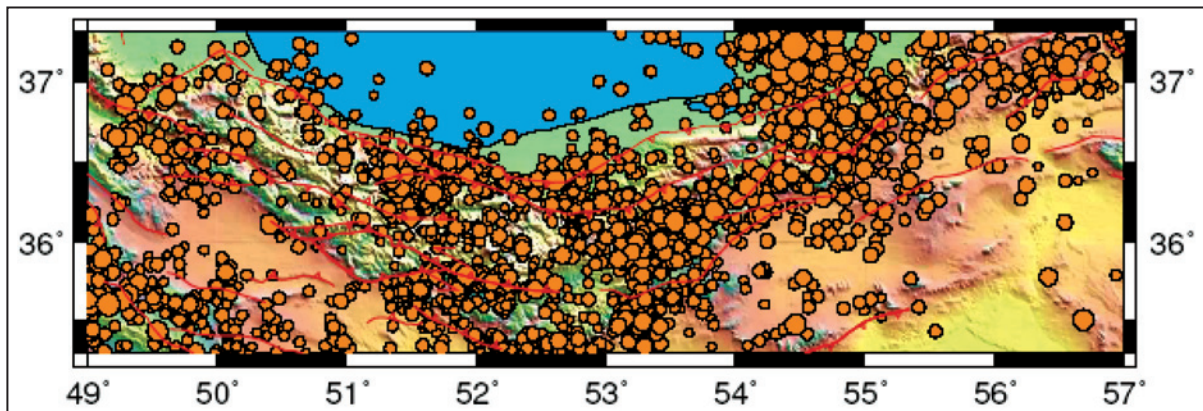
شکل ۲- لرزه خیزی زمینه در ناحیه البرز پیش از زمین لرزه کجور- فیروزآباد. تمامی زمین لرزه های با بزرگی بیش از ۲/۲ که از آغاز کار شبکه (۱۹۹۶) تا ۲۰۰۴/۵/۱۵ در بازه جغرافیایی ۳۷/۳ و ۳۵/۳ شمالی و ۴۹ تا ۵۷ خاوری روی داده اند با دایره نشان داده شده اند. خطوط پیوسته گسل های فعال منطقه را نشان می دهد (Hessami et al., 2003)



شکل ۳- منحنی گوتنبرگ- ریشتر: پراکنندگی جمعیتی (مربع ها) و پراکنندگی حدفاصل (مثلث ها) برای تمام زمین لرزه های موجود در کاتالوگ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای ۱۹۹۶ تا می ۲۰۰۴. در بزرگای کمتر از ۲/۲ (که با M_c نشان داده شده است) زمین لرزه ها به طور کامل ثبت نشده اند. مقدار b برابر ۰/۹۴ و مقدار a مربوط به پراکنندگی جمعیتی ۵/۳۳ است.

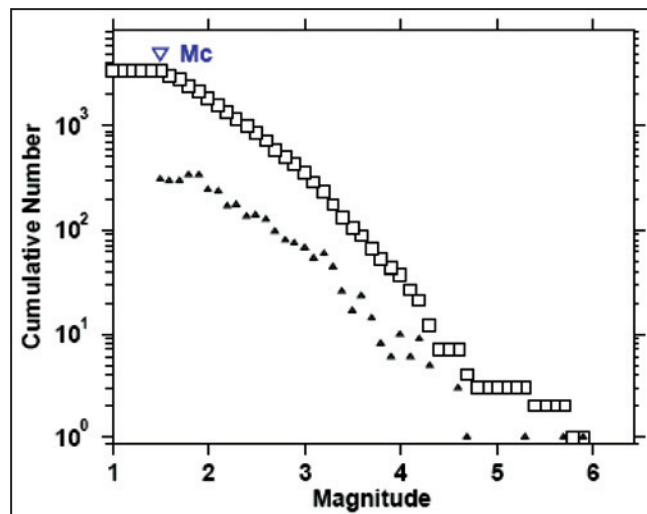


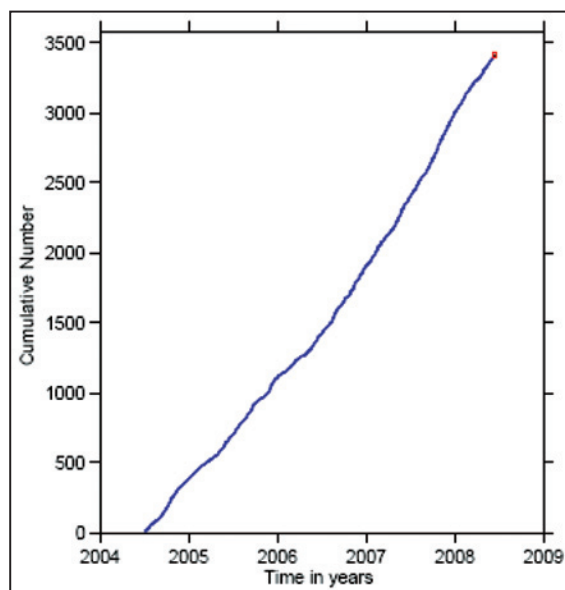
شکل ۴- تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در کاتالوگ بر حسب زمان از ابتدای ۱۹۹۶ تا می ۲۰۰۴. روند یکنواخت منحنی تجمعی شاهدهی بر ثبت پیوسته و بدون اشکال داده‌ها است و از کیفیت مناسب کاتالوگ مورد استفاده خبر می‌دهد.



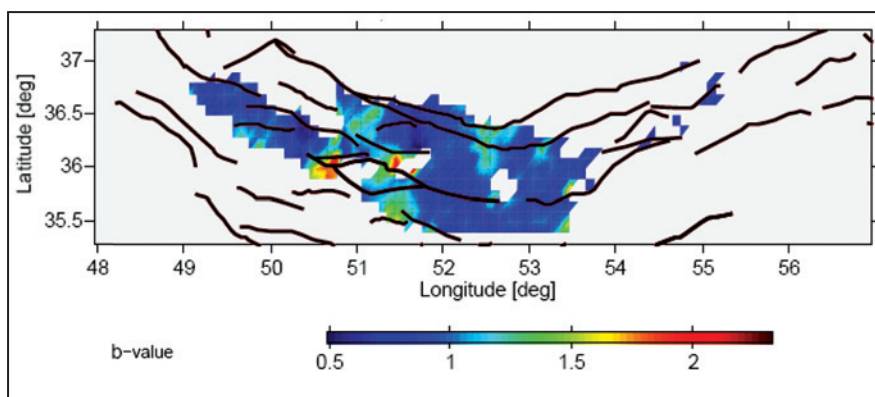
شکل ۵- لرزه‌خیزی زمینه در ناحیه البرز بعد از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد. زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از ۱/۹ که از ۲۰۰۴/۰۷/۰۱ تا ۲۰۰۸/۰۶/۱۵ در بازه جغرافیایی ۳۵/۳ و ۳۷/۳ شمالی و ۴۹ تا ۵۷ خاوری روی داده‌اند با دایره نشان داده شده‌اند. خطوط پیوسته گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهد.

شکل ۶- منحنی گوتنبرگ- ریشتر: پراکنندگی تجمعی (مربع‌ها) و پراکنندگی حدفاصل (مثلث‌ها) برای زمین‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (بزرگای ۱/۵ به بالا) از نیمه دوم ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸/۶/۱۵. در بزرگای کمتر از ۱/۹ (که با M_c نشان داده شده است) زمین‌لرزه‌ها به طور کامل ثبت نشده‌اند. مقدار b برابر ۰/۹۵ و مقدار a مربوط به پراکنندگی تجمعی ۵/۴۳ است.

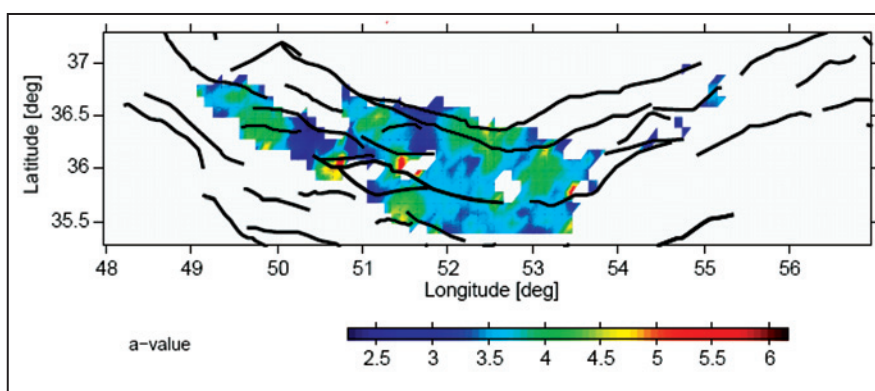




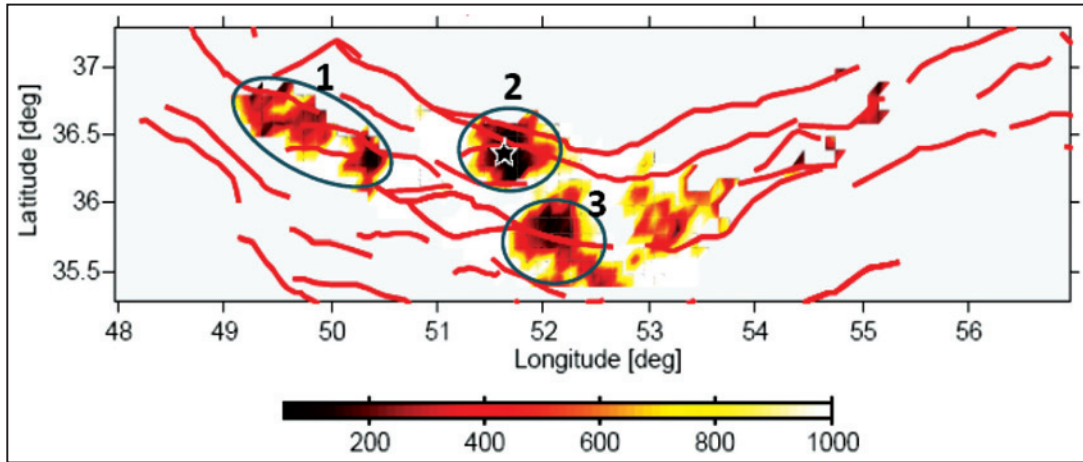
شکل ۷- تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های ثبت شده کاتالوگ در طول زمان از نیمه دوم ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸/۶/۱۵



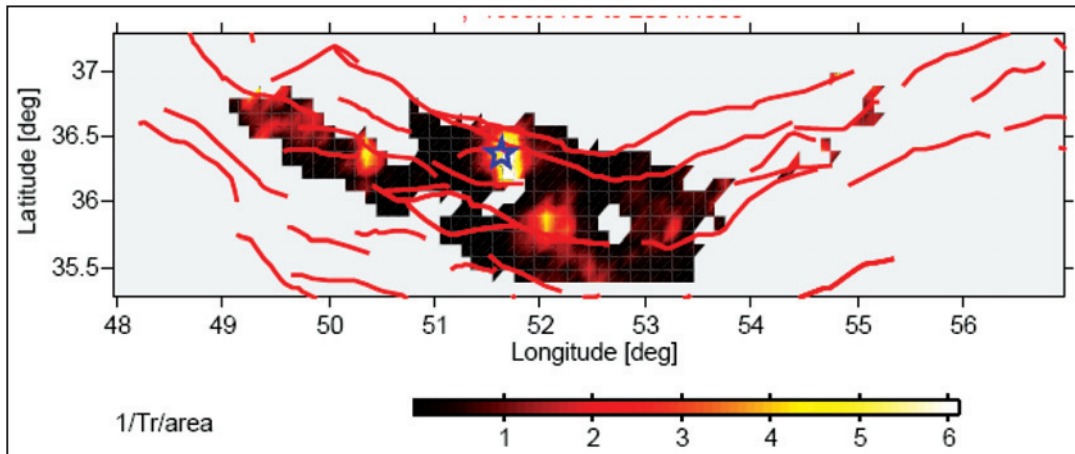
شکل ۸- نقشه گرید شده متغیر b برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از $2/2$ در ناحیه البرز. بازه زمانی مورد مطالعه ابتدای ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۴/۰۵/۱۵ است. هر گرید به شکل یک استوانه به شعاع ۲۰ کیلومتر و به ژرفای ۳۰ کیلومتر است. فاصله گره‌ها در گریدبندی ۱۰ کیلومتر است. ناهمگنی مقدار b در ناحیه به روشنی دیده می‌شود. مقدار b در گریدها از $0/5$ تا $2/2$ تغییر می‌کند. خطوط پیوسته سیاه موقعیت گسل‌ها را نشان می‌دهد.



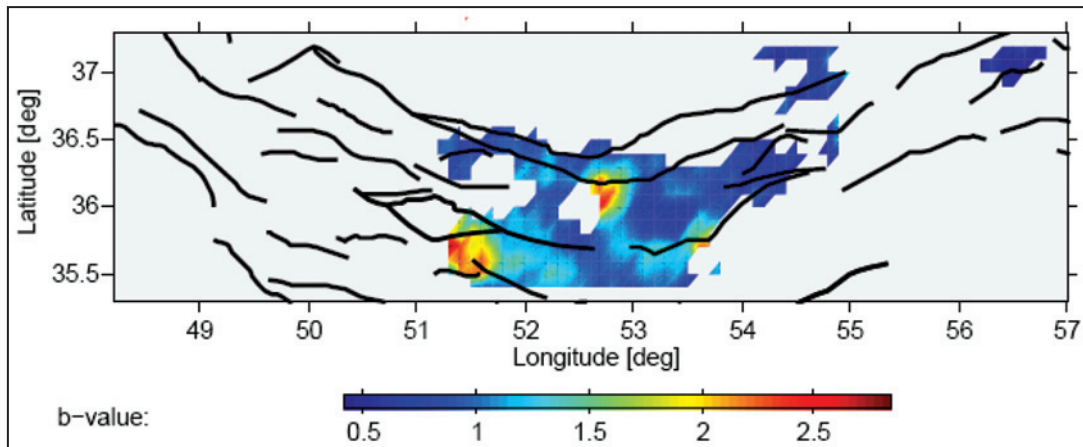
شکل ۹- نقشه گرید شده متغیر a برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از $2/2$ در ناحیه البرز. بازه زمانی مورد مطالعه ابتدای ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۴/۰۵/۱۵ است. مقدار a در گریدها از $2/4$ تا ۶ تغییر می‌کند.



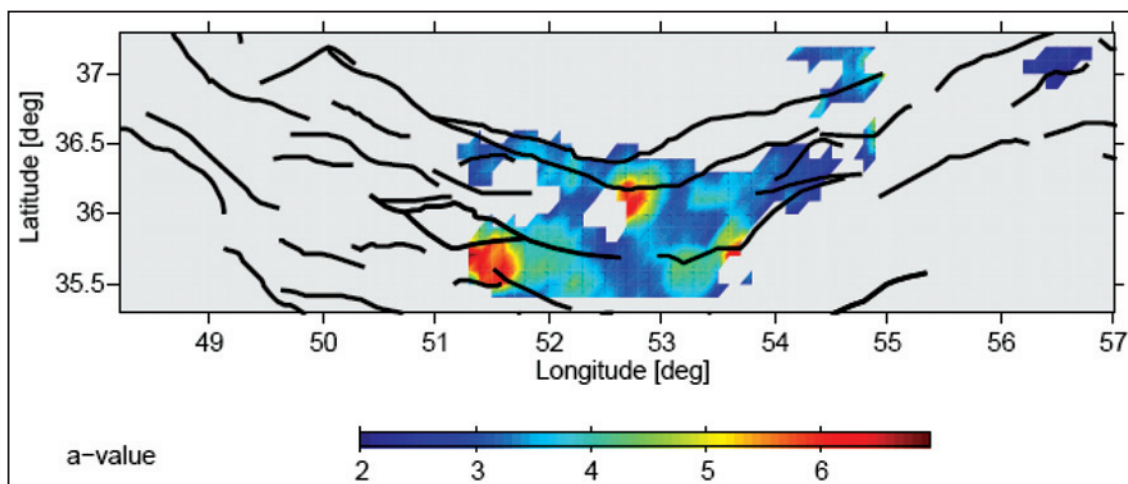
شکل ۱۰- نقشه گرید شده متغیر T_L برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از ۲/۲ در ناحیه البرز. بازه زمانی مورد مطالعه ابتدای ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۴/۰۵/۱۵ است یعنی پیش از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد است.



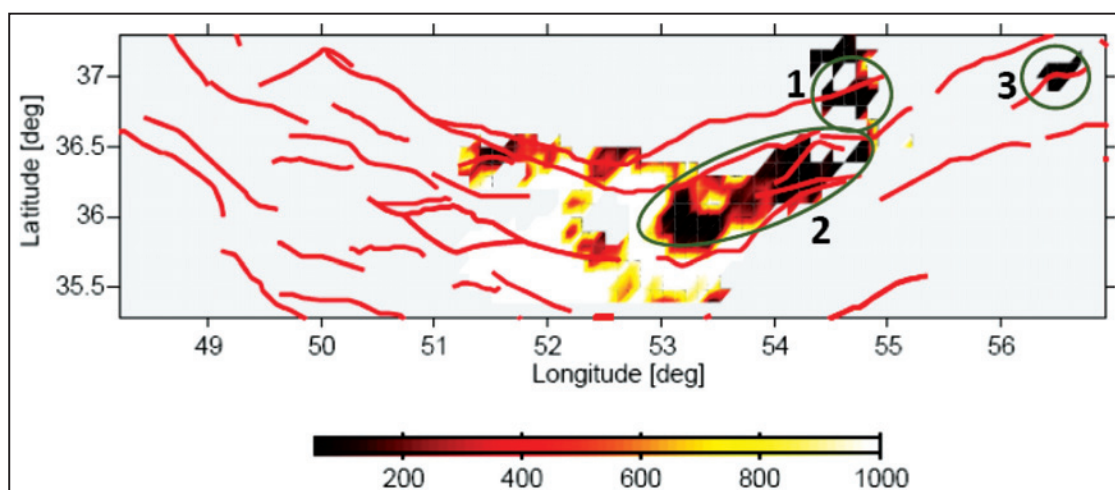
شکل ۱۱- نقشه گرید شده متغیر P_L با استفاده از لرزه‌خیزی ناحیه البرز پیش از رخداد زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد. ستاره آبی رنگ موقعیت رومرکز زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد را نشان می‌دهد.



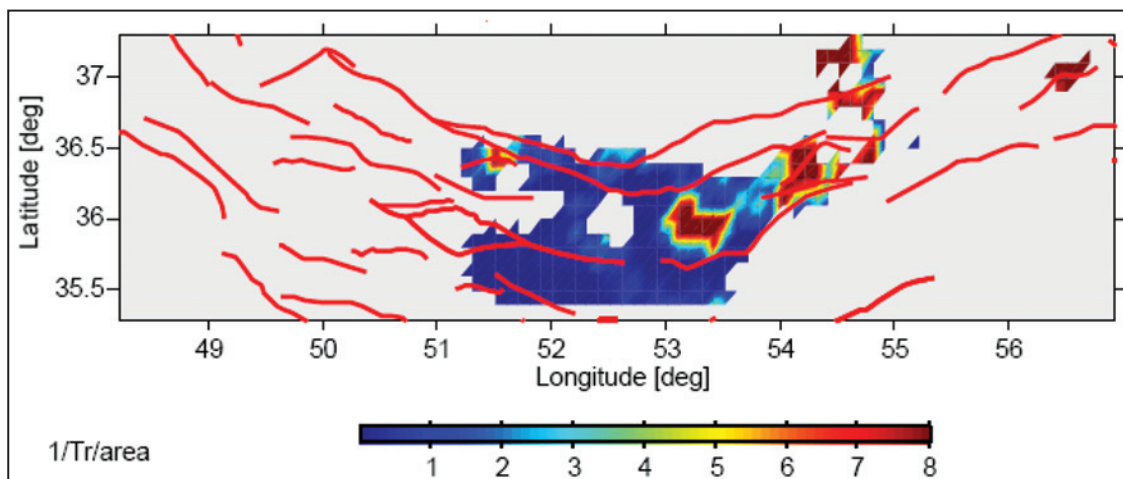
شکل ۱۲- نقشه گرید شده متغیر b برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از ۱/۹ در ناحیه البرز. بازه زمانی مورد مطالعه نیمه دوم ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸/۰۶/۱۵ است. ناهمگنی مقدار b در ناحیه به روشنی دیده می‌شود. مقدار b در گریدها از ۰/۴۹ تا ۲/۹ تغییر می‌کند. خطوط پیوسته سیاه موقعیت گسل‌ها را نشان می‌دهد.



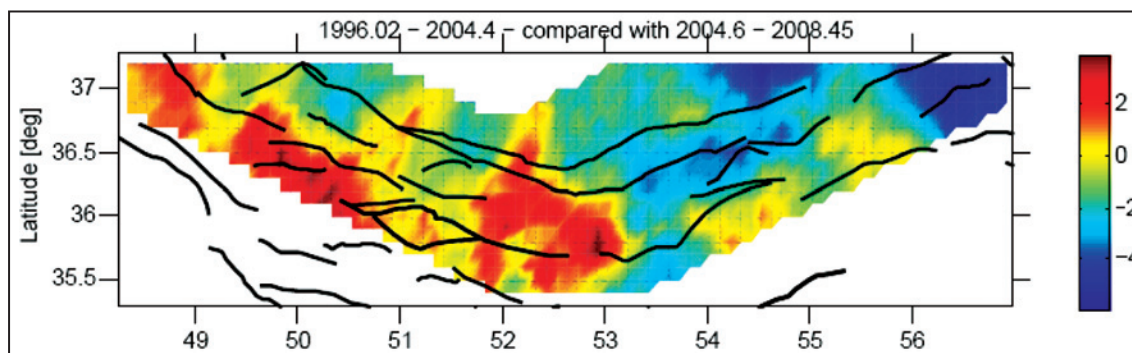
شکل ۱۳- نقشه گرید شده متغیر a . بازه زمانی مورد مطالعه نیمه دوم ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸/۰۶/۱۵ است. مقدار a در گریدها از ۲/۰۲ تا ۶/۹۵ تغییر می کند.



شکل ۱۴- نقشه گرید شده متغیر T_L برای زمین لرزه‌های با بزرگی بیش از ۱/۹ در ناحیه البرز و در بازه زمانی نیمه دوم ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸/۰۶/۱۵



شکل ۱۵- نقشه گرید شده متغیر P_L برای زمین لرزه‌های با بزرگی بیش از ۱/۹ در ناحیه البرز. برای رسم این نقشه از لرزه خیزی زمینه پس از زمین لرزه کجور- فیروزآباد استفاده شده است.



شکل ۱۶- نقشه تغییر لرزه‌خیزی در بازه زمانی پیش و پس از زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد

References

- Aki, K., 1984- Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.* 89: 5867-5872.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Ian Alsop, G., Ismail-Zadeh, A. & Felcker, R., 2003- Late Cenozoic Deformation in the South Caspian Region: Effects of a Rigid Basement Block Within a Collision Zone, *Tectonophysics* 366: 223-239.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., 1982 - A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, UK, 219 p.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89: 120-139.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 2001- Contribution of Archeological Data to Studies of Earthquake History in the Iranian Plateau, *Journal of Structural Geology* 23: 563-584.
- Ghods, A. & Sobouti, F., 2005- Quality assessment of seismic recording: Tehran seismic telemetry network, *Asian Journal of Earth Sciences* 25: 687-694.
- Gorshkov, A. I., Kuznetsov, I. V., Panza, G. F. & Soloviev, A. A., 2000- Identification of Future Earthquake Sources in the Carpatho-Balkan Orogenic Belt Using Morphostructural Criteria, *Pure and Applied Geophysics* 157: 79-95.
- Hessami, H., Jamali, F. & Tabassi, H., 2003 - Major Active Fault of Iran, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.* 148: 214-245.
- Novelo-Casanova, D. A., Martı́nez-Bringas, A. & Valde's-Gonza'lez, C., 2006- Temporal variations of Q_c^{-1} and b-values associated to the December 2000-January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 347-358.
- Öncel, A. O., Alptekin, Ö. & Main, I., 1995- Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artefacts due to improvements in station coverage, *Nonlinear Processes in Geophysics* 2: 147-157.
- Öncel, A. O. & Wyss, M., 2000 - The Major asperities of the 1999 Mw= 7.4 Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it, *Geophys. J. Int.* 143: 501-506.
- Scholz, C. H., 1968- The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58: 399-415.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and seismic hazard of Tehran, *J. Geophys. Res.* 170: 249-261.
- Urbancic, T. I., Trifu, C. I., Long, J. M. & Young, R. P., 1992- Space-time correlations of b-values with stress release, *Pageoph* 139: 449-462.
- Wiemer, S., 2001- A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seism. Res. Letts.* 72: 373-382.
- Wiemer, S. & 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. & Wyss, M., 2000- Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90: 859-869.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2002- Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Advances in Geophysics* 45: 259-302.
- Wyss, M., 1973 - Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 31: 341-359.
- Wyss, M., Schorlemmer, D. & Wiemer, S., 2000 - Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones, *J. Geophys. Res.* 105: 7829-7844.
- Zuniga, R. & Wyss, M., 2001- Most and Least Likely Locations of Large to Great Earthquakes Along the Pacific Coast of Mexico, Estimated from Local Recurrence Times Based on b-values, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91: 1717-1728.

The Major Asperities of the Alborz Tectonic Region and Finding the Maximum Probable Location of Future Large Earthquake

Kh. Motaghi ¹, Kh. Hessami Azar ^{2*} & M. Mostafazadeh ²

¹ Ph.D. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

² Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

Received: 2008 October 21

Accepted: 2011 May 04

Abstract

In this study, we estimated a local seismic hazard map for the Alborz tectonic region located in north of Iran. The technique of mapping local recurrence time, T_L , was used to map major asperities of the region and the asperities considered as the area with maximum hazard probability. The analysis was done on the epicenter of more than 5000 events recorded in 19 stations of the Institute of Geophysics, University of Tehran (IGUT), during 1996-2008. Based on the idea that b -value is inversely related to applied stress, we calculated local b -values for each grid and areas with lowest b - and a -values, and as a result shortest T_L were interpreted as asperities. Because the ruptures start from the asperities, the mentioned regions have considered as the region with the maximum seismic hazard. The rupture location of M_w 6.3 Kojour-Firooz Abad earthquake compared to the recurrence time map and it resulted in the location of this event had showed anomalously short T_L based on the background seismicity of region in a decade before it. We computed T_L map based on the seismicity before and after Kojour-Firooz Abad earthquake and showed that this large event redistributed the applied stress in the Alborz region. Redistribution by large earthquake led to migration of the applied stress from west of region to east. Based on the microseismicity of the region after Kojour-Firooz Abad earthquake, there are three anomalies in T_L map positioned in eastern Alborz. These anomalies are introduced as the regions with maximum seismic hazard for future large earthquake.

Keywords: b -value, Local recurrence time, Earthquake prediction, Asperity, Microseismicity

For Persian Version see pages 125 to 134

*Corresponding author: Kh. Hessami Azar; E-mail: hessami@iiees.ac.ir