

لرزه زمین ساخت و برآورد خطر زمین لرزه در شمال کرمان به روش

Kijko and Sellevoll (1992)

امیر شفیعی بافتی^۱

استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زرنند، زرنند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۲۶

چکیده

زمین ساخت امروزی فلات ایران متأثر از حرکات همگرایی صفحات اوراسیا- عربی است که با رویدادهای لرزه‌ای و کوتاه‌شدگی‌های غیر لرزه‌ای در ایران مرکزی مستهلک می‌شود. در جنوب ایران مرکزی سامانه‌های گسلی کوهبنان، از مهم‌ترین گسل‌های فعال و لرزه‌زاست که با طولی نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر دارای سابقه لرزه‌زایی تاریخی و دستگاہی است. کانون‌های فعالیت‌های لرزه‌ای این گسل اغلب در نزدیکی این پهنه و یا روی شاخه‌های فرعی و متصل به آن واقع شده‌اند. شناسایی قطعات گسیخته شده و قطعاتی که تاکنون دچار گسیختگی نشده‌اند، می‌تواند راهگشایی برای شناسایی مناطقی شود که دارای پتانسیل بیشتر برای ایجاد زمین لرزه هستند. برای این منظور از تمامی شواهد صحرایی و کتابخانه‌ای استفاده شد. با توجه به توزیع مکانی- زمانی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاہی مخرب منطقه مورد مطالعه می‌توان به این نتیجه رسید که اغلب زمین لرزه‌ها در قسمت‌های انتهایی گسل‌های فرعی و در جایی که این گسل‌ها شاخه شاخه و دچار خمیدگی و یا انشعاب شده‌اند، قرار دارند. زمین لرزه‌های حادث شده در منطقه اغلب با نبود زمین لرزه‌های با بزرگای ۶/۵ ریشتر شناخته می‌شوند و نکته جالب اینکه در بازه زمانی حدود ۱۶۰ سال (تاریخ ثبت زمین لرزه‌ها) در طول گسل‌های فعال منطقه و به خصوص گسل کوهبنان، کمتر منطقه‌ای بوده که دچار گسیختگی مجدد یا متوالی شده و یا رومرکز چند زمین لرزه باشد. جهت برآورد خطر زمین لرزه از روش کیکو و سلوول (۱۹۹۲) استفاده شد که نشان داد خطر زمین لرزه و نرخ لرزه‌خیزی در منطقه زرنند از بقیه مناطق بیشتر است و زمین لرزه‌ها بزرگای بیشتر و دوره بازگشت کمتری دارند. با توجه به نتایج به دست آمده برای زمین لرزه‌های بالاتر از ۷ نتایج را باید با احتیاط به کار برد.

کلیدواژه‌ها: لرزه زمین ساخت، گسلش فعال، نرخ لرزه‌خیزی، گسل کوهبنان، روش کیکو و سلوول (۱۹۹۲).

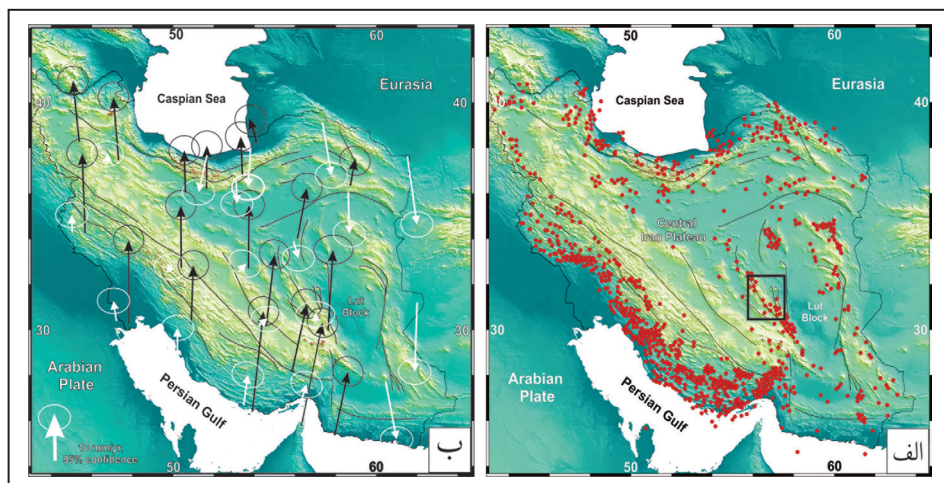
E-mail: Amir@iauzar.ac.ir

*نویسنده مسئول: امیر شفیعی بافتی

۱- پیش‌نوشتار

سابقه لرزه‌خیزی به همراه گسلش‌های هم‌لرز فراوان در طول خود دارد و نزدیکی آن به مراکز تجمع جمعیت اهمیت بررسی چگونگی لرزه‌خیزی، شناسایی قطعات لرزه‌زا و شواهد زمین‌شناختی هم‌لرزه، نودهای زمانی و مکانی لرزه‌ای، شناسایی محل‌ها و ساختارهای دارای پتانسیل جنبش لرزه‌ای و برآورد خطر زمین لرزه برای مناطق پر جمعیت شمال استان کرمان را نشان می‌دهد که از اهداف این نوشته هستند.

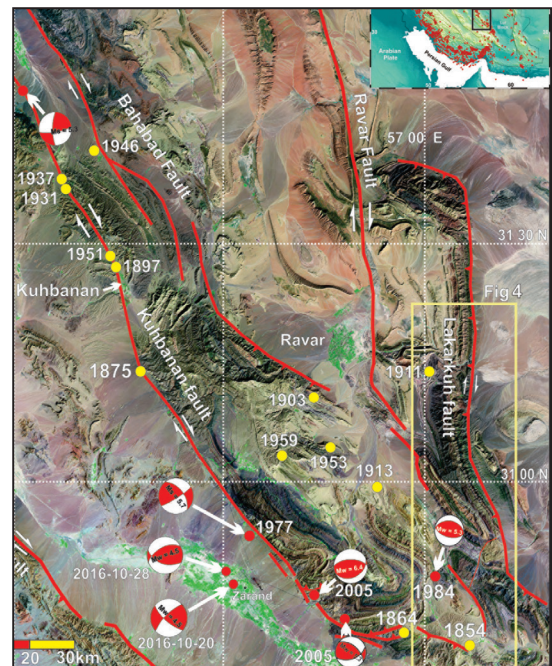
سامانه گسلی کوهبنان یکی از لرزه‌خیزترین سامانه‌های گسلی ایران است که به همراه گسل‌های داوران، راور، لکرکوه و ناینبد مجموعه همگرایی از گسل‌ها را در جنوب ایران مرکزی به وجود آورده است (شکل ۱). گسل پی‌سنگی کوهبنان، که اثرات جنبش‌های بلندمدت آن (حداقل از ژوراسیک تاکنون) تا فاصله حدود ۳۰ کیلومتری، به صورت کمربند چین- گسل خورده زرنند کوهبنان قابل مشاهده است،



شکل ۱- الف) تصویر SRTM ایران به همراه نحوه پراکنندگی مراکز زمین لرزه‌های دستگاہی از سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۵ (داده‌ها از ISC (2015) و M>4-Harvard CMT (2017) اقتباس شده است). همان‌طور که مشاهده می‌شود به غیر از منطقه زاگرس (جنوب غرب ایران)، مراکز زمین لرزه در انطباق نسبی با روند گسل‌های بنیادین (خطوط سیاه) هستند. منطقه مورد مطالعه با چهار گوش سیاه نمایش داده شده است؛ ب) تصویر SRTM ایران به همراه نحوه پراکنندگی مراکز زمین لرزه‌های دستگاہی از سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۵ (داده‌ها از ISC (2015) و M>4-Harvard CMT (2017) اقتباس شده است). همان‌طور که مشاهده می‌شود به غیر از منطقه زاگرس (جنوب غرب ایران)، مراکز زمین لرزه در انطباق نسبی با روند گسل‌های بنیادین (خطوط سیاه) هستند.

۲- زمین‌ساخت جنبای ایران مرکزی

زمین‌ساخت امروزی فلات ایران متأثر از حرکات همگرایی صفحات اوراسیا-عربی است که با رویدادهای لرزه‌ای و کوتاه‌شدگی‌های غیر لرزه‌ای در ایران مرکزی مستهلک می‌شود. بر اساس مطالعات GPS، میزان این همگرایی در طول جغرافیایی 60° به میزان 26 ± 10 میلی‌متر در سال است (شکل ۱؛ Vernant et al., 2004). قسمت اعظم واکنش ناشی از همگرایی صفحات عربی-اوراسیا (حدود ۸۵٪) به صورت دگرشکلی غیرلرزه‌ای و بقیه آن به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای آزاد می‌شود (Jackson et al., 1995). مقادیر دگرشکلی‌های لرزه‌ای در زاگرس ۱۵٪، در کپه‌داغ ۴۰٪، در شمال-شمال باختر ایران حدود ۵۰٪، در مکران ۱۰٪، در ایران مرکزی کمتر از ۱۰٪ و در شمال-شمال باختر ایران حدود ۵۰٪ از کل واکنش ایجاد شده است. (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004). عدم توزیع یکسان واکنش در فلات ایران باعث تفاوت در میزان نرخ کوتاه‌شدگی و شدت فعالیت‌های لرزه‌ای در نقاط مختلف می‌شود (Walpersdorf et al., 2014). میزان ضخیم‌شدگی پوسته در ایران مرکزی کمتر از ۲ میلی‌متر در سال و به صورت غیریکنواخت است که به همراه آزاد شدن واکنش به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای همراه با گسلش سطحی در این منطقه مشخص می‌شود (Walker et al., 2003; Talebian et al., 2006). به نحوی که لرزه‌خیزی این منطقه وابسته به الگوی لرزه‌خیزی این گسل‌ها است. از عوامل مهم کنترل‌کننده الگوی لرزه‌خیزی این منطقه می‌توان به نحوه پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها، چگونگی انتقال بُرش و اندرکنش گسل‌ها، مقدار و چگونگی توزیع تنش بین گسل‌ها و نحوه انتشار امواج لرزه‌ای در منطقه اشاره کرد. نرخ پایین لرزه‌خیزی در ایران مرکزی بیانگر این است که واکنش‌های لرزه‌ای، کمتر از ۱۰٪ واکنشی است که از همگرایی صفحات ایران-اوراسیا حاصل شده است (Vernant et al., 2004). راستا و مقدار بردارهای سرعت GPS در قسمت‌های مختلف ایران مرکزی، بیشترین کوتاه‌شدگی‌ها را در جنوب ایران مرکزی و منطقه شمال کرمان نشان می‌دهد (شکل ۱). این فرایند با فراوانی رویدادهای لرزه‌ای و دگرشکلی‌های نوزمین‌ساختی در این منطقه همراه است (شفیعی بافتی، ۱۳۸۵).



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای Landsat 7 از جنوب ایران مرکزی و منطقه مورد مطالعه. گسل‌های لرزه‌زا با خطوط قرمز مشخص شده‌اند. دوایر قرمز رنگ زمین‌لرزه‌های دستگاهی و دوایر زرد رنگ مکان زمین‌لرزه‌های تاریخی و قرن بیستم را نشان می‌دهند (حل سازوکارهای کانونی از کاتولوگ Harvard CMT (2017) اقتباس شده است).

۳- لرزه‌خیزی سامانه‌های گسلی شمال کرمان

با توجه به منطقه مورد مطالعه، سامانه‌های گسلی کوهبنان، راور، لکرکوه، داوران و ناینند از مهم‌ترین گسل‌های فعال هستند که فرونشست‌های حد فاصلشان را به وجود آورده‌اند (شکل ۲).

بر خلاف گسل کوهبنان که اطلاعات لرزه‌ای متعددی از سال ۱۸۷۵ میلادی از جنبش این سامانه گسلی در دست است (شکل ۳)، در مورد گسل‌های مجاور (لکرکوه، ناینند، راور و داوران) اگر چه سیمای زمین‌ساختی فعالی را از خود نمایش می‌دهند، اما اطلاعات لرزه‌خیزی محدودی وجود دارد (شکل ۲). با توجه به شواهد ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی گسل کوهبنان (شفیعی بافتی، ۱۳۸۵؛ Berberian, 2005) می‌توان چنین استنباط کرد که گسل مورب‌لغز کوهبنان از دو قسمت اصلی شمالی و جنوبی متشکل از یک سری قطعات با حرکت راستالغز راستگرد تشکیل شده است که آرایش پله به راست آنها یک الگوی نردبانی شکل را نمایش می‌دهد (شکل ۳).

با حرکت به سمت انتهای جنوبی گسل کوهبنان، محلی که اثر گسل کوهبنان به تدریج ناپدید می‌شود، رشته‌کوه‌های زرنده-کرمان به وسیله گسل‌های معکوسی قطع می‌شوند و کوتاه‌شدگی در طول این گسل‌ها به صورت رانده‌گی‌ها و چین‌هایی با سطح محوری خمیده صورت می‌پذیرد، به طوری که این چین‌ها در رسوبات جوان و کواترن نیز دیده می‌شوند. در ناحیه میان قطعه جنوبی گسل کوهبنان و گسل ناینند یک آرایش پله به راست از چندین گسل فعال رانده و متقاطع با گسل کوهبنان با روند خاوری-باختری تا شمال خاوری-جنوب باختری (مانند داربیدخون، داهوییه، دهرنان، پاسیب، دهو) وجود دارد.

این گسل‌های رانده متقاطع که منشعب از گسل کوهبنان و ناشی از انتقال یافتن جنبش این گسل بر روی آنها هستند، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای متوسط- بالا ایجاد کرده‌اند (۱۸۵۴ هورجند (۵/۸ Ms)، ۱۸۶۴ چترود (۶ Ms)، ۱۸۹۷ چترود (۵/۷ Ms)، ۱۹۸۴/۸/۶ هور (۵ Mw)، ۱۱ D و سازوکار درونی رانده‌گی) و (۲۰۰۵/۲/۲۲ داهوییه (۶/۴ Mw با سازوکار رانده‌گی)). سازوکار زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۴ و ۲۰۰۵ مناطق هور و داهوییه در طول گسل‌های رانده متقاطع با گسل راستالغز راست‌گرد کوهبنان، با سازوکار زمین‌لرزه‌های ناشی از جنبش گسل کوهبنان مغایرت دارد، این مسئله نشان‌دهنده تقسیم واکنش بین گسل اصلی کوهبنان و گسل‌های رانده متقاطع و ناشی از حرکت این گسل است که تمایل به جنبش با سازوکار رانده‌گی-راستالغزی دارد (شکل‌های ۳ و ۴؛ شفیعی بافتی، ۱۳۸۵؛ Berberian et al., 2014; Berberian, 2005). به طور کلی دگرشکلی حاصل شده در طول و بین گسل‌های کوهبنان، لکرکوه، داوران و ناینند به صورت کوتاه‌شدگی در طول گسل‌های رانده متقاطع شمال کرمان و چین‌های جوان جذب و مستهلک می‌شود.

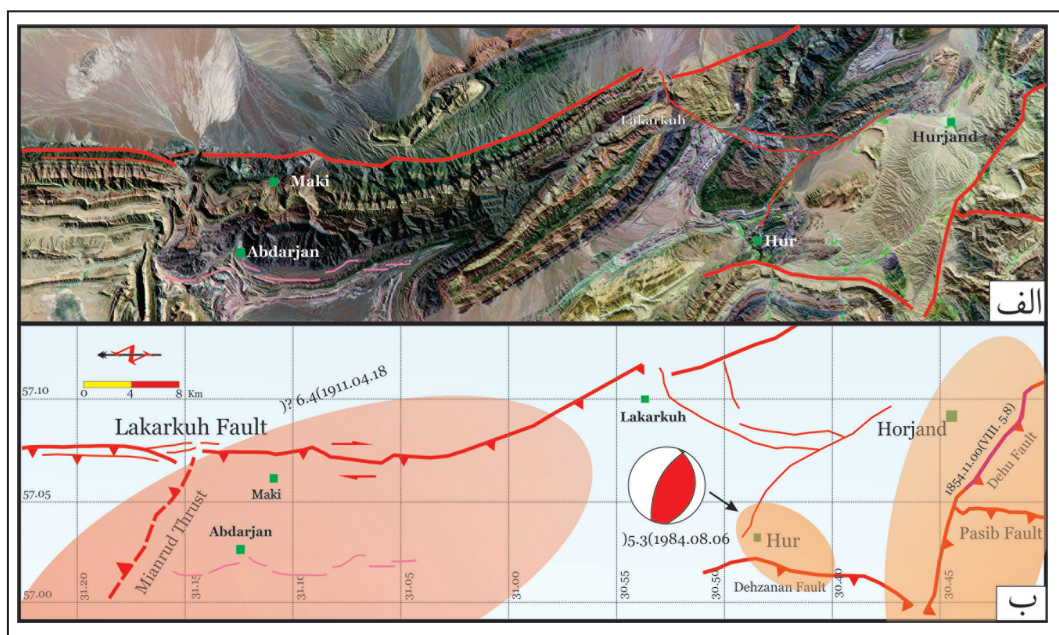
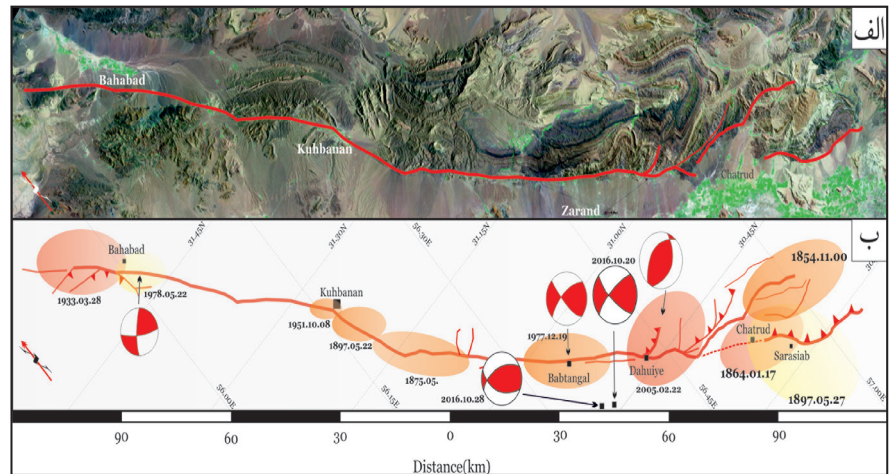
۴- زمین‌لرزه‌های تاریخی سامانه‌های گسلی شمال کرمان

استان کرمان زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ویرانگری را تجربه کرده است. این زمین‌لرزه‌ها به دلیل پراکندگی کم جمعیت در این قسمت از اقلیم خشک ایران به صورت کامل ثبت نشده‌اند و ثبت آنها به صورت پراکنده و ناقص انجام شده است (Ambraseys and Melville, 1982).

در جدول ۱ خلاصه‌ای از ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) ناشی از جنبش سامانه گسل کوهبنان و نواحی مجاور با توجه به منابع موجود (Ambraseys and Melville, 1982; IIEES, 2017; Berberian, 1995) گردآوری شده است (شکل ۳).

در جدول ۲ مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی و زمین‌لرزه‌های صد سال اخیر ناشی از عملکرد سامانه گسلی کوهبنان و سامانه‌های گسلی وابسته در ناحیه مورد مطالعه آمده است.

شکل ۳- الف) تصویر ماهواره‌ای گسل کوهستان به همراه رشته‌کوه‌های چین-گسل خورده مجاور آن و گسل‌های رانده متقاطع با آن؛ ب) نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با بزرگای متوسط تا بالا. نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M > 5.9$ به رنگ قرمز، نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $5/9 > M > 5/3$ به رنگ نارنجی و نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M < 5/3$ به رنگ زرد نشان داده شده‌اند (حل سازوکارهای کانونی اقتباس شده است) (Harvard CMT (2017)).



شکل ۴- الف) تصویر ماهواره‌ای قسمت‌های بین گسل‌های کوهستان و لکرکوه، به همراه سامانه کوه‌های چین خورده مجاور آن؛ ب) نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی. نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M > 6$ به رنگ قرمز و نواحی مهلزهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M < 6$ به رنگ نارنجی نشان داده شده‌اند (حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از کاتولوگ Harvard CMT (2017) اقتباس شده است).

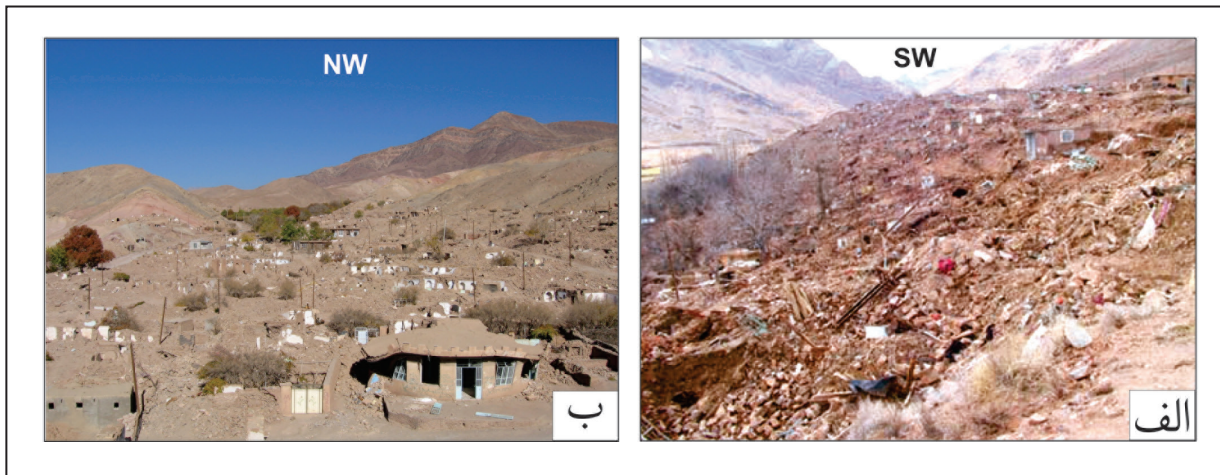
جدول ۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی ناشی از جنبش گسل کوهستان در ناحیه مورد مطالعه (۱: (Ambraseys and Melville (1982)؛ ۲: (Berberian (1995)؛ ۳: (IIEES (2017)).

مرجع	تخریب، شعاع تأثیر	شدت	بزرگا	تاریخ رویداد زمین‌لرزه
(۱ و ۲)	ویرانی روستاهای هورجند، درختگان، دهران، در کرمان و زرنند احساس شد.	~ VIII	~ ۵/۸	هورجند، آذر ۱۲۳۳
(۱ و ۲)	تخریب چترود، ایوان مسجد جامع مظفری کرمان فرو ریخت و دیوار قبه سبز آسیب دید.	~ VIII	~ ۶	چترود، ۱۲۴۲/۱۰/۲۸
(۱ و ۲)	تخریب چترود و روستاهای مجاور، در کرمان احساس شد.	~ VII	~ ۵	چترود، ۱۲۵۰/۵/۱۳
(۱ و ۲)	ویرانی روستاهای جور، کوهستان، واسط و آسیب به روستاهای رشک، در کرمان احساس شد.	~ X	~ ۵/۶	جور و طغرل‌الجرد، ۱۲۵۴/۲/۴
(۱ و ۲)	ویرانی کوهستان و جور	~ VII	~ ۵/۵	زمین‌لرزه جور- کوهستان، ۱۲۷۶/۲/۲۸
(۱، ۲ و ۳)	ویرانی روستاهای چترود، سرآسیاب و آسیب به خانه‌های کرمان	~ VII	~ ۵/۷	چترود، ۱۲۷۶/۳/۲

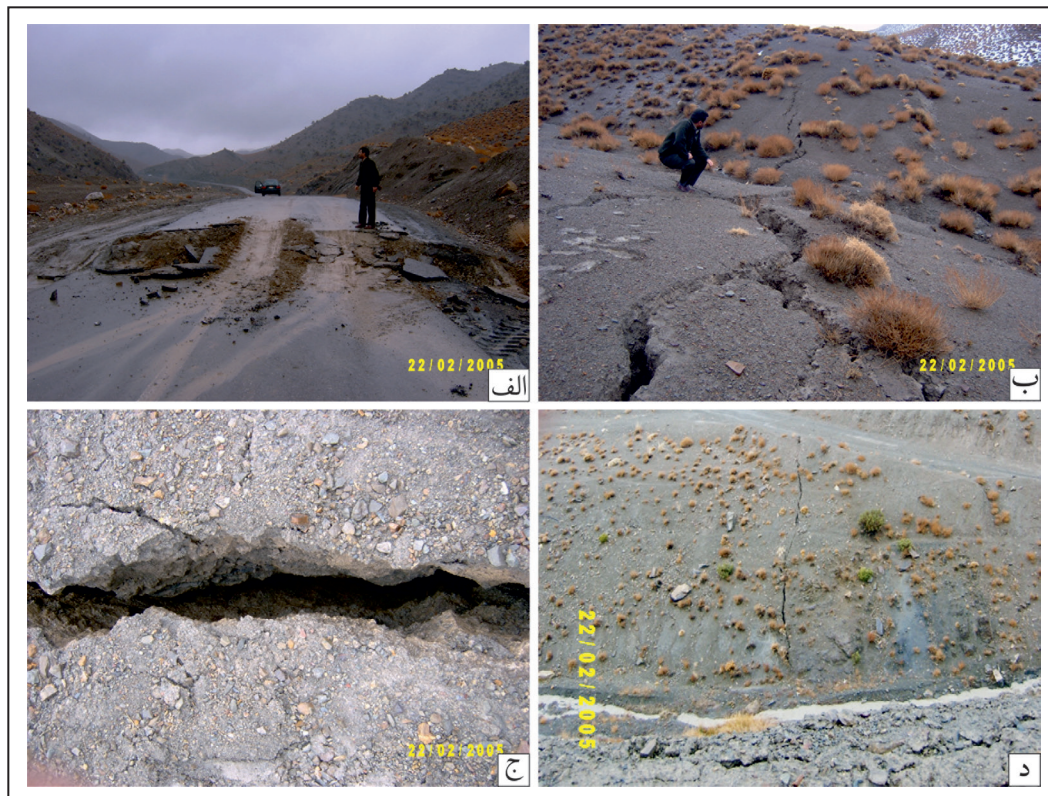
۵- مطالعه موردی زمین لرزه ۲۰۰۵/۲/۲۲ داهوییه زرنند

در ساعت ۵:۵۵:۲۰ (به وقت محلی) ۲۲ فوریه ۲۰۰۵ زمین لرزه‌ای با بزرگای $M_w=6.4$ در ۱۷ کیلومتری شرق زرنند و ۶۰ کیلومتری شمال غربی کرمان اتفاق افتاد. مرکز سطحی این زمین لرزه در مختصات $30^{\circ} 37' 52''$ شمالی و $56^{\circ} 40' 56''$ خاوری قرار گرفت (ISC, 2015). در اثر این زمین لرزه روستاهای داهوییه و هتکن به طور ۱۰۰٪ تخریب و به روستاهای اسلام آباد و ریجان شهر خسارات زیادی وارد شد (شکل ۵). در اثر این زمین لرزه، شکستگی‌های هم‌لرز در مساحتی نزدیک به ۳۵ کیلومتر مربع ایجاد شد. به طوری که در شمال و خاور داریدخون (جاده واصل داریدخون، هتکن و جاده اصلی اسلام آباد- داریدخون؛ شکل ۶) به خوبی رخنمون دارند. در منطقه شمال داریدخون که اصلی‌ترین شکستگی هم‌لرز دیده می‌شود (شکل ۶- الف؛ نقطه $50^{\circ} 49' 56''$ خاوری و $30^{\circ} 46' 59''$ شمالی)، جدایشی قائم نزدیک به ۹۷ سانتی‌متر و

جدایش افقی ۳۰ سانتی‌متر به صورت راست‌گرد (شکل ۶- الف) با روند ۲۷۱ (شکل ۶- ب) ایجاد شده است. شکستگی فوق به صورت ممتد تا حدود ۵ کیلومتر به سمت خاور تا گسل خانوک ادامه پیدا می‌کند. شیب این شکستگی از 70° تا حالت قائم در تغییر است و روند آن در این منطقه از طبقه‌بندی لایه‌های سنگی تبعیت می‌کند (شکل ۶- د). گسل کوهستان در منطقه داهوییه- اسلام آباد مرز بین ارتفاعات شمال خاوری و دشت زرنند را تشکیل می‌دهد. گسل رانده داهوییه با زاویه‌ای حدود 55° در نزدیکی روستای داهوییه به عنوان شاخه‌ای از گسل کوهستان به آن اتصال می‌یابد. رانده‌گی داهوییه موجب رانده شدن واحدهای رسوبی وندین (سنگ گچ‌های سری دزو) روی سنگ آهک‌های تریاس (دولومیت‌های شتری) و سازند سرخ شیل شده است. شکستگی هم‌لرز زمین لرزه ۲۰۰۵ داهوییه، تقریباً در امتداد رانده‌گی داهوییه قرار دارد (شکل ۶).



شکل ۵- الف) روستای هتکن؛ ب) روستای داهوییه بعد از زلزله ۲۰۰۵.



شکل ۶- تصاویری از شکستگی‌های هم‌لرز ایجاد شده در زلزله ۲۰۰۵/۲/۲۲ داهوییه. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

۶- برآورد خطر وقوع زمین‌لرزه به روش Kijko and Sellevoll (1992)

برای پی بردن به سرشت لرزه‌خیزی هر منطقه، می‌بایست پارامترهای لرزه‌خیزی (β , λ) را برآورد کرد. فرض اساسی در تعیین این پارامترها، مستقل بودن داده‌های لرزه‌ای از یکدیگر و حذف پس‌لرزه و پیش‌لرزه‌هاست. از این رو در این روش باید از فهرست زمین‌لرزه‌ها، پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها را حذف و برای داده‌های اصلی، تابع توزیع پواسون برقرار کرد.

در برآورد کردن پارامترها لازم است که میزان خطای بزرگا (magnitude uncertainty) نیز در نظر گرفته شود.

نتایج به دست آمده برآورد خطر وقوع زمین‌لرزه به روش (Kijko and Sellevoll, 1992)

در مناطق مورد مطالعه به شرح زیر است:

مدل برآورد پارامترهای خطر وقوع زمین‌لرزه به روش برآورد احتمال بیشینه (M.L.E) در منطقه مورد نظر اجرا شد و پارامترهای β , λ و M_{max} برای هر یک از مناطق به دست آمد.

- نتایج به دست آمده از اجرای مدل در منطقه لکرکوه و کوهبنان (جدول ۳):

$$\text{Beta} = 0.78 \pm 0.01 \quad (b = .34 \pm 0.01)$$

$$\text{Lambda} = 1.42 \pm 0.28 \quad (\text{for } M_{min} = 2.00)$$

$$M_{max} = 6.31 \pm 0.32 \quad (\text{for } \text{SIG} (X_{max}) = 0.30)$$

جدول ۳- نتایج به دست آمده مربوط به منطقه لکرکوه و کوهبنان.

Magnitude	LAMBDA	RET. PERIODE (YEAR)			PROBABILITY			
		Year	Min.	Max.	1	50	100	200
2	1.41	0.7	0.6	0.9	0.99854	1	1	1
2.1	1.31	0.8	0.6	1	0.96287	1	1	1
2.2	1.21	0.8	0.7	1	0.92469	1	1	1
2.3	1.11	0.9	0.8	1.1	0.88573	1	1	1
2.4	1.02	1	0.8	1.2	0.84628	1	1	1
2.5	0.944	1.1	0.9	1.3	0.80659	1	1	1
2.6	0.87	1.1	1	1.4	0.76691	1	1	1
2.7	0.801	1.2	1	1.6	0.72747	1	1	1
2.8	0.737	1.4	1.1	1.7	0.68847	1	1	1
2.9	0.678	1.5	1.2	1.8	0.65012	1	1	1
3	0.624	1.6	1.3	2	0.61255	1	1	1
3.1	0.573	1.7	1.5	2.2	0.57592	1	1	1
3.2	0.527	1.9	1.6	2.4	0.54034	1	1	1
3.3	0.483	2.1	1.7	2.6	0.50591	1	1	1
3.4	0.443	2.3	1.9	2.8	0.4727	1	1	1
3.5	0.406	2.5	2.1	3.1	0.44077	1	1	1
3.6	0.372	2.7	2.2	3.3	0.41015	1	1	1
3.7	0.34	2.9	2.5	3.7	0.38087	1	1	1
3.8	0.311	3.2	2.7	4	0.35294	1	1	1
3.9	0.284	3.5	2.9	4.4	0.32636	1	1	1
4	0.259	3.9	3.2	4.8	0.30112	1	1	1
4.1	0.236	4.2	3.5	5.3	0.27719	0.99999	1	1
4.2	0.214	4.7	3.9	5.8	0.25455	0.99998	1	1
4.3	0.194	5.1	4.3	6.4	0.23317	0.99994	1	1
4.4	0.176	5.7	4.7	7.1	0.213	0.99985	1	1
4.5	0.159	6.3	5.3	7.8	0.19401	0.99965	1	1
4.6	0.143	7	5.8	8.7	0.17614	0.99922	1	1
4.7	0.129	7.8	6.5	9.7	0.15936	0.99839	1	1
4.8	0.115	8.7	7.3	10.8	0.14362	0.99685	0.99999	1
4.9	0.103	9.7	8.1	12.1	0.12886	0.99412	0.99997	1
5	0.0912	11	9.2	13.7	0.11504	0.98953	0.99989	1
5.1	0.0805	12.4	10.4	15.5	0.10211	0.98215	0.99968	1
5.2	0.0706	14.2	11.8	17.6	0.09002	0.97075	0.99914	1
5.3	0.0615	16.3	13.6	20.2	0.07873	0.95381	0.99787	1
5.4	0.053	18.9	15.8	23.5	0.06819	0.9295	0.99503	0.99998
5.5	0.0452	22.1	18.5	27.5	0.05836	0.89576	0.98913	0.99988
5.6	0.038	26.3	22	32.8	0.0492	0.85031	0.97759	0.9995
5.7	0.0313	32	26.7	39.8	0.04066	0.79077	0.95622	0.99808
5.8	0.0251	39.9	33.3	49.6	0.03271	0.71479	0.91866	0.99338
5.9	0.0194	51.7	43.2	64.3	0.02531	0.62011	0.85569	0.97917
6	0.0141	71.2	59.5	88.6	0.01842	0.50473	0.75471	0.93983
6.1	0.00915	109	91.4	136	0.01202	0.36699	0.59929	0.83944
6.2	0.0046	217	182	270	0.00606	0.20564	0.36898	0.60182
6.3	0.0004	2484	2075	3093	0.00053	0.01993	0.03947	0.07737

$\Lambda = 6.28 \pm 0.88$ (for $M_{min} = 2.50$)
 $M_{max} = 6.97 \pm 0.40$ (for $SIG(X_{max}) = 0.30$)

- نتایج به دست آمده از اجرای مدل در شعاع ۱۰۰ کیلومتری زرنده (جدول ۴):
 $Beta = 1.47 \pm 0.03$ ($b = 0.64 \pm 0.01$)

جدول ۴- نتایج مربوط به محدوده (شعاع) ۱۰۰ کیلومتری شهر زرنده.

Magnitude	LAMBDA	RET. PERIODE (YEAR)			PROBABILITY			
		Year	Min.	Max.	1	50	100	200
2.5	6.24	0.2	0.1	0.2	0.99993	1	1	1
2.6	5.42	0.2	0.2	0.2	0.99745	1	1	1
2.7	4.68	0.2	0.2	0.2	0.99258	1	1	1
2.8	4.04	0.2	0.2	0.3	0.98425	1	1	1
2.9	3.49	0.3	0.3	0.3	0.97124	1	1	1
3	3.01	0.3	0.3	0.4	0.95251	1	1	1
3.1	2.6	0.4	0.3	0.4	0.92733	1	1	1
3.2	2.24	0.4	0.4	0.5	0.89548	1	1	1
3.3	1.94	0.5	0.5	0.6	0.85721	1	1	1
3.4	1.67	0.6	0.5	0.7	0.81325	1	1	1
3.5	1.44	0.7	0.6	0.8	0.76469	1	1	1
3.6	1.24	0.8	0.7	0.9	0.7128	1	1	1
3.7	1.07	0.9	0.8	1.1	0.65894	1	1	1
3.8	0.925	1.1	0.9	1.3	0.60443	1	1	1
3.9	0.797	1.3	1.1	1.5	0.55043	1	1	1
4	0.687	1.5	1.3	1.7	0.49793	1	1	1
4.1	0.592	1.7	1.5	2	0.44772	1	1	1
4.2	0.51	2	1.7	2.3	0.40034	1	1	1
4.3	0.439	2.3	2	2.6	0.35619	1	1	1
4.4	0.378	2.6	2.3	3.1	0.31546	1	1	1
4.5	0.325	3.1	2.7	3.6	0.27822	1	1	1
4.6	0.28	3.6	3.1	4.2	0.24445	1	1	1
4.7	0.24	4.2	3.6	4.8	0.21402	0.99999	1	1
4.8	0.206	4.8	4.3	5.6	0.18677	0.99997	1	1
4.9	0.177	5.7	5	6.6	0.16247	0.99986	1	1
5	0.152	6.6	5.8	7.7	0.14091	0.99949	1	1
5.1	0.13	7.7	6.8	9	0.12184	0.99847	1	1
5.2	0.111	9	7.9	10.5	0.10504	0.99607	0.99999	1
5.3	0.0944	10.6	9.3	12.3	0.09028	0.9911	0.99992	1
5.4	0.0803	12.4	10.9	14.5	0.07733	0.98198	0.99968	1
5.5	0.0681	14.7	12.9	17.1	0.066	0.96687	0.9989	1
5.6	0.0576	17.4	15.2	20.2	0.05611	0.94395	0.99686	0.99999
5.7	0.0485	20.6	18.1	24	0.04748	0.91173	0.99221	0.99994
5.8	0.0407	24.6	21.5	28.6	0.03996	0.86936	0.98293	0.99971
5.9	0.0339	29.5	25.8	34.3	0.03343	0.81672	0.96641	0.99887
6	0.0281	35.6	31.2	41.4	0.02775	0.75447	0.93972	0.99637
6.1	0.023	43.4	38.1	50.5	0.02282	0.68395	0.90011	0.99002
6.2	0.0187	53.5	46.9	62.3	0.01854	0.60696	0.84552	0.97614
6.3	0.0149	67.1	58.8	78	0.01483	0.52553	0.77488	0.94932
6.4	0.0117	85.8	75.2	99.8	0.01161	0.44177	0.68838	0.90289
6.5	0.00885	113	99.1	131.4	0.00883	0.35764	0.58737	0.82973
6.6	0.00643	155.6	136.4	181	0.00642	0.27484	0.47415	0.72348
6.7	0.00433	230.7	202.3	268.5	0.00433	0.19481	0.35168	0.57967
6.8	0.00253	395.9	347.2	460.6	0.00253	0.11863	0.22319	0.39657
6.9	0.00096	1036.9	909.2	1206.3	0.00097	0.04707	0.09193	0.17541

$\Lambda = 5.21 \pm 0.67$ (for $M_{min} = 2.50$)
 $M_{max} = 6.26 \pm 0.31$ (for $SIG(X_{max}) = 0.30$)

- نتایج به دست آمده از اجرای مدل در شعاع ۱۰۰ کیلومتری راور (جدول ۵):
 $\beta = 1.14 \pm 0.01$ ($b = 0.50 \pm 0.01$)

جدول ۵- نتایج مربوط به محدوده ۱۰۰ کیلومتری راور.

Magnitude	LAMBDA	RET. PERIODE (YEAR)			PROBABILITY			
		Year	Min.	Max.	1	50	100	200
2.5	5.19	0.2	0.2	0.2	0.999866	1	1	1
2.6	4.64	0.2	0.2	0.2	0.995781	1	1	1
2.7	4.13	0.2	0.2	0.3	0.989339	1	1	1
2.8	3.68	0.3	0.2	0.3	0.980056	1	1	1
2.9	3.27	0.3	0.3	0.4	0.967353	1	1	1
3	2.91	0.3	0.3	0.4	0.950753	1	1	1
3.1	2.59	0.4	0.3	0.4	0.929935	1	1	1
3.2	2.3	0.4	0.4	0.5	0.904769	1	1	1
3.3	2.04	0.5	0.4	0.6	0.875328	1	1	1
3.4	1.82	0.6	0.5	0.6	0.841878	1	1	1
3.5	1.61	0.6	0.5	0.7	0.804853	1	1	1
3.6	1.43	0.7	0.6	0.8	0.764815	1	1	1
3.7	1.27	0.8	0.7	0.9	0.722409	1	1	1
3.8	1.12	0.9	0.8	1	0.678322	1	1	1
3.9	0.994	1	0.9	1.2	0.633237	1	1	1
4	0.879	1.1	1	1.3	0.587808	1	1	1
4.1	0.776	1.3	1.1	1.5	0.542633	1	1	1
4.2	0.684	1.5	1.3	1.7	0.498233	1	1	1
4.3	0.603	1.7	1.5	1.9	0.455052	1	1	1
4.4	0.53	1.9	1.7	2.2	0.413445	1	1	1
4.5	0.465	2.2	1.9	2.5	0.37369	1	1	1
4.6	0.407	2.5	2.2	2.8	0.335984	1	1	1
4.7	0.355	2.8	2.5	3.2	0.30046	1	1	1
4.8	0.309	3.2	2.9	3.7	0.267188	1	1	1
4.9	0.268	3.7	3.3	4.3	0.23619	0.999998	1	1
5	0.231	4.3	3.8	5	0.207446	0.99999	1	1
5.1	0.198	5	4.5	5.8	0.180904	0.999951	1	1
5.2	0.169	5.9	5.2	6.8	0.156488	0.999788	1	1
5.3	0.143	7	6.2	8	0.134101	0.999221	0.999999	1
5.4	0.12	8.3	7.4	9.6	0.113636	0.997512	0.999994	1
5.5	0.0992	10.1	8.9	11.6	0.094978	0.992996	0.999951	1
5.6	0.0808	12.4	11	14.2	0.078008	0.982365	0.999689	1
5.7	0.0643	15.6	13.8	17.9	0.062605	0.959819	0.998385	0.999997
5.8	0.0496	20.2	17.9	23.2	0.048652	0.916243	0.992985	0.999951
5.9	0.0365	27.4	24.3	31.5	0.036033	0.838736	0.973994	0.999324
6	0.0248	40.3	35.7	46.3	0.024637	0.710732	0.916324	0.992998
6.1	0.0144	69.5	61.6	79.8	0.01436	0.512883	0.762717	0.943697
6.2	0.00509	196.5	174.1	225.6	0.005103	0.224642	0.398819	0.638582

۷- بحث

رفتارهای لرزه‌ای در نقاط مختلف ایران تابع شرایطی از قبیل رژیم زمین‌ساختی، عمق پوسته، هندسه گسل‌ها، نحوه سازوکار جنبش آنها، چگونگی توزیع و انتقال تنش لرزه‌ای در بین گسل‌ها، شرایط سنگ‌شناختی و ... است. همان‌طور که در قسمت‌های پیشین اشاره شد، دگرشکلی حاصل از حرکات امتدادلغز سیستم گسلی کوهبنان در کمربند کوهستانی چین-گسل خورده شمال کرمان جایگزین می‌شود. به نظر می‌رسد کوتاه‌شدگی مایل در طول سیستم گسلی کوهبنان با روند ۱۴۰ درجه توسط مؤلفه‌های معکوس و امتدادلغز با یکک واتنش جز به جز (Strain partitioning) در گسل‌های مجاور و وابسته جایگزین می‌شود. بررسی کوتاه‌مدت زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی نشان‌دهنده نبود زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالا ($M_s > 7$) در طول ۱۶۰ سال گذشته برای سامانه گسلی کوهبنان است و به همین دلیل با گذشت زمان، احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالا افزایش پیدا می‌کند و یا اینکه رخدادهای لرزه‌ای در مکان‌هایی که تاکنون اطلاعات لرزه‌ای نداشته یا شاهد وقوع زمین‌لرزه نبوده‌اند، رخ خواهد داد. نبود فعالیت‌های لرزه‌ای با بزرگای بالا ($M_s > 6/5$) در سامانه گسلی کوهبنان نسبت به سامانه‌های فعال مجاور (مانند سامانه گسلی گوکک)، افزایش خطر لرزه‌خیزی را برای شهرهای شمالی این استان به ویژه کرمان-زرنند-راور و بهاباد توسط این سامانه گسلی در پی دارد. با توجه به توزیع مکانی-زمانی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی مخرب منطقه مورد مطالعه می‌توان به این نتیجه رسید که اغلب زمین‌لرزه‌ها در قسمت‌های انتهایی گسل‌های فرعی و در جایی که این گسل‌ها شاخه‌شاخه (Branching) (برای مثال شمال تیکدر) و دچار خمیدگی (برای مثال در نزدیک جور-کوهبنان و نزدیک داهویی) و یا انشعاب شده‌اند، قرار داشته‌اند (شکل ۵). زمین‌لرزه‌های حادث شده در منطقه اغلب با نبود زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۶/۵ ریشتر شناخته می‌شوند و نکته جالب اینکه در بازه زمانی حدود ۱۶۰ سال (تاریخ ثبت زمین‌لرزه‌ها) در طول گسل‌های فعال منطقه و به خصوص گسل کوهبنان، کمتر منطقه‌ای بوده که دچار گسیختگی مجدد یا متوالی شده و یا رومرکز چند زمین‌لرزه باشد.

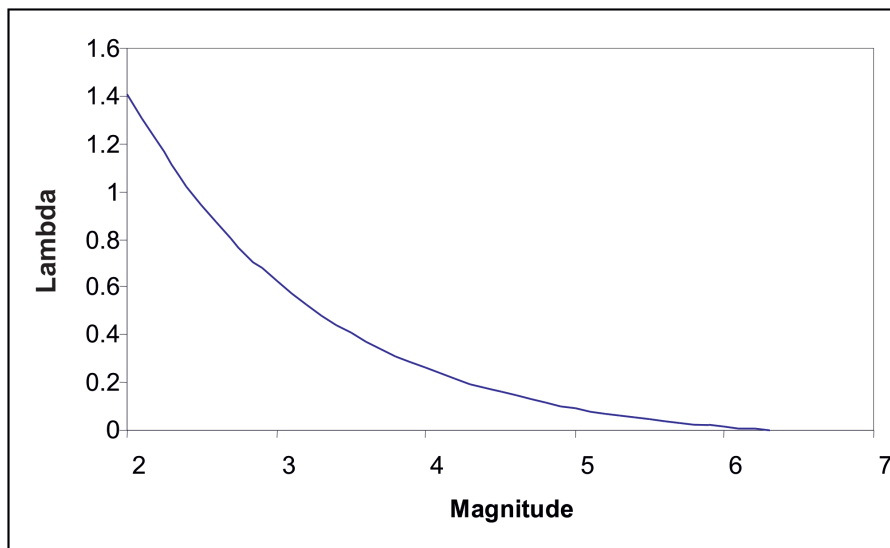
۸- نتیجه‌گیری

نتایج به دست آمده از برآورد خطر وقوع زمین‌لرزه به روش Kijko and Sellevoll (1992) در منطقه لکرکوه و کوهبنان نشان می‌دهد که با توجه به پارامتر β و مقدار b-value ($b = 0.34 \Rightarrow \beta = 0.78$)، این منطقه از لحاظ Seismic Severity به‌صورتی است که وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالا نسبت به بزرگای پایین بیشتر است و این امر را محتمل می‌سازد که در این منطقه می‌توان شاهد زمین‌لرزه‌های با Mw بالا بود.

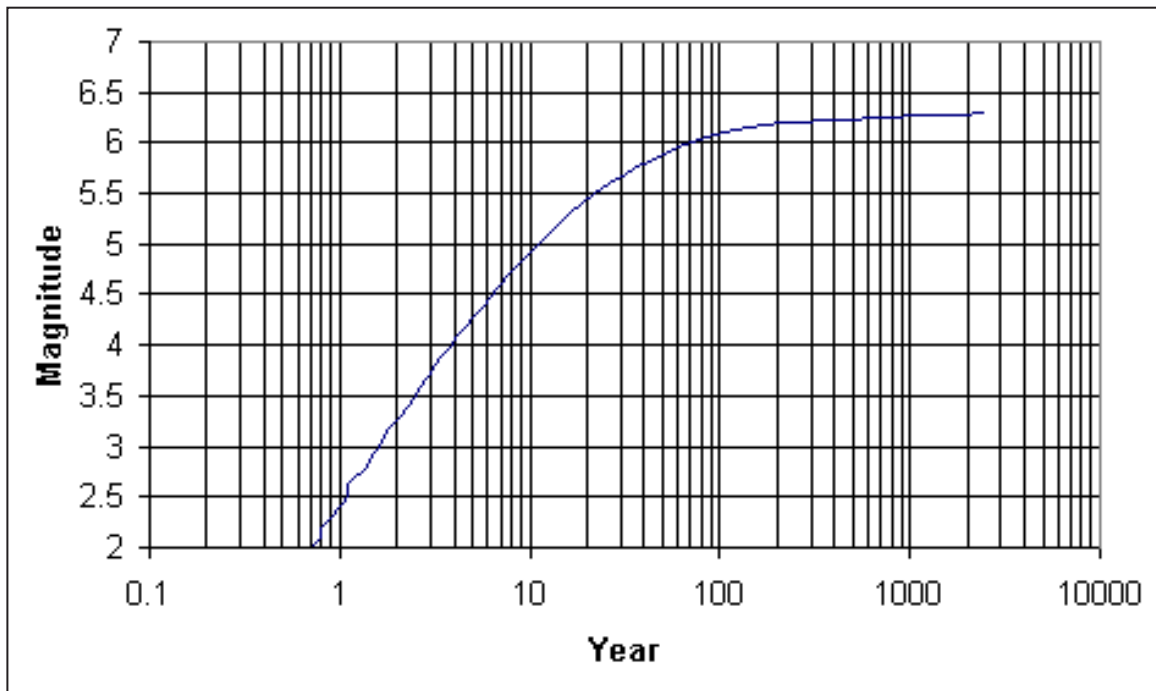
مطالعات انجام شده در شعاع ۱۰۰ کیلومتری زرنند نشان‌دهنده این است که زمین‌لرزه‌های تهدید کننده شهر زرنند می‌توانند از بزرگای بالایی برخوردار باشند. نرخ لرزه‌خیزی و دوره بازگشت برای بزرگای متفاوت در شکل‌های ۷ تا ۱۰ آورده شده است در نهایت با توجه به سرچشمه‌های لرزه‌زا در این منطقه (شعاع کمتر از ۱۰۰ کیلومتری) از جمله گسل‌های کوهبنان، لکرکوه، سراپرده، ده‌زنان و راور و همچنین سابقه لرزه‌خیزی این گسل‌ها و توان لرزه‌خیزی بین ۶ تا ۷/۶ ریشتر (برآورد محاسباتی) می‌بایست به‌طور محافظه کارانه با این نتایج برخورد کرد.

نتایج به دست آمده از برآورد خطر وقوع زمین‌لرزه به روش Kijko and Sellevoll (1992) در منطقه لکرکوه و کوهبنان نشان می‌دهد که با توجه به پارامتر β و مقدار b-value ($b = 0.5 \Rightarrow \beta = 1.14$)، این محدوده نسبت به محدوده زرنند از نرخ لرزه‌خیزی کمتری برخوردار است و همچنین با توجه به بیشینه بزرگای محتمل کمتر از محدوده زرنند، بزرگای متفاوت در محدوده راور، دوره بازگشت زمانی بیشتری دارند.

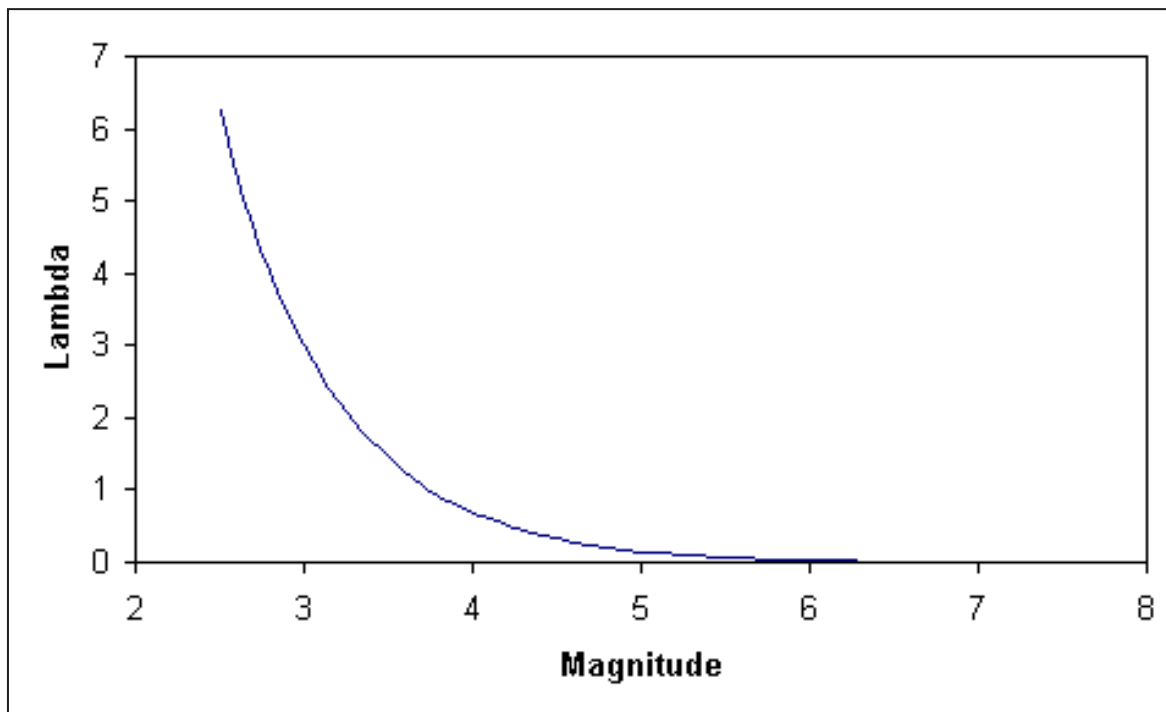
همچنین نرخ لرزه‌خیزی و دوره بازگشت برای بزرگای متفاوت در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ آورده شده است. در نهایت با توجه به سرچشمه‌های لرزه‌زا در این منطقه (شعاع کمتر از ۱۰۰ کیلومتری راور) از جمله گسل‌های کوهبنان، لکرکوه، سراپرده، ده‌زنان و راور و همچنین سابقه لرزه‌خیزی این گسل‌ها و توان لرزه‌خیزی بین ۶/۲ تا ۷/۵ ریشتر (برآورد محاسباتی) می‌بایست به‌طور محافظه کارانه با این نتایج برخورد کرد.



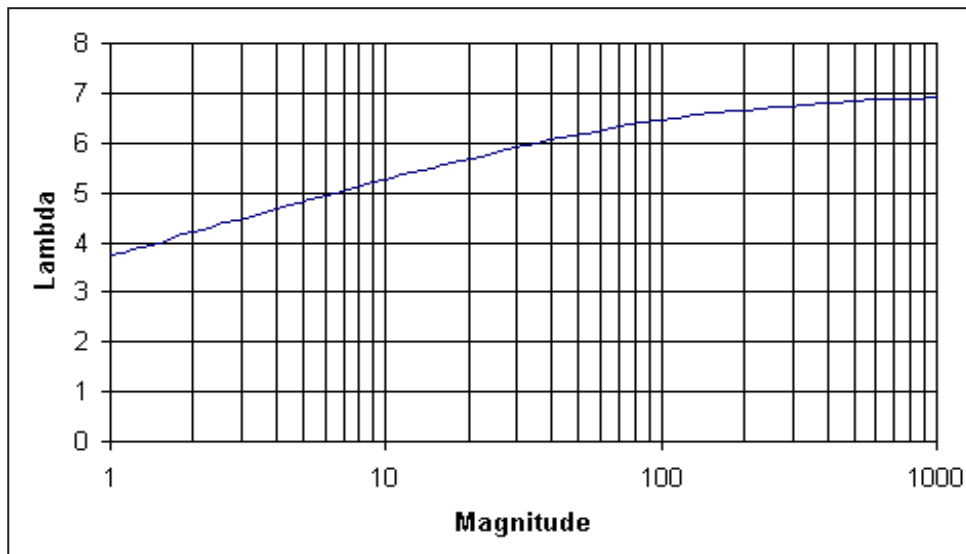
شکل ۷- نرخ پویایی (لاندا) برای منطقه لکرکوه و کوهبنان.



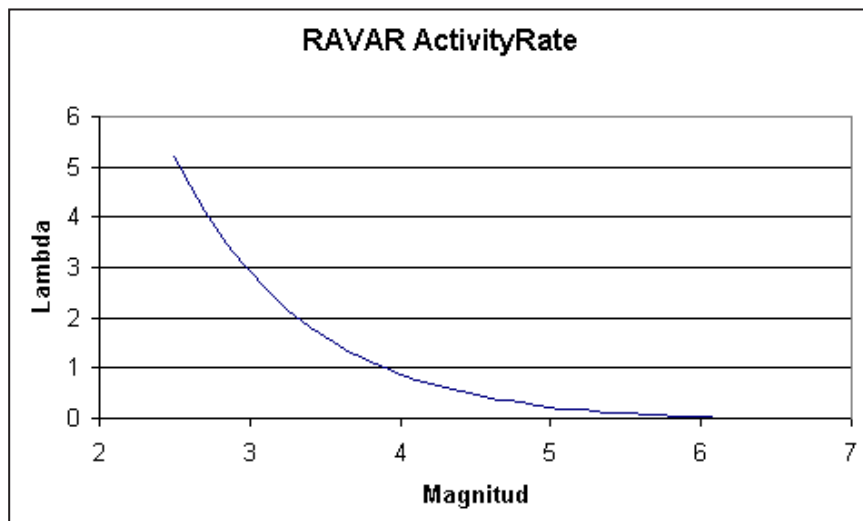
شکل ۸- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برای منطقه لکرکوه و کوهبنان.



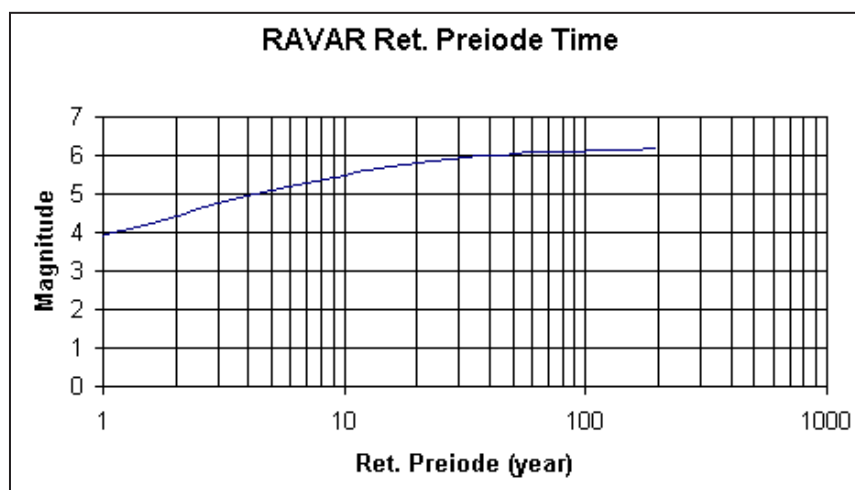
شکل ۹- نرخ پویایی (لاندا) برای محدوده شهر زرنند.



شکل ۱۰- دوره بازگشت زمین لرزه‌ها برای محدوده شهر زرنند.



شکل ۱۱- نرخ پویایی (لاندا) برای محدوده راور.



شکل ۱۲- دوره بازگشت زمین لرزه برای محدوده راور.

کتابنگاری

شفیعی بافتی، ا.، ۱۳۸۵- بررسی زمین‌ساخت و تعیین نرخ دگرشکلی در شمال کرمان بر پایه داده‌های جی پی اس، رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۰۵ ص.

References

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press.
- Berberian, M., 1995- Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, Historical Hazards in Iran Prior to 1900, Vol. I, A NESCO/ IIEES publication during UN/IDNDR, IIEES, Tehran, 649 pp.
- Berberian, M., 2005- The 2003 Bam urban Earthquake: A Predictable Seismotectonic Pattern along the Western margin of the Rigid Lut Block , Southeast Iran. Earth, Spec, J. Vol 2, 35 -99.
- Berberian, M., Petrie, C. A., Potts, D. T., Asgari Chaverdi, A., Disting, A., Ghāssemi, P., Noruzi, R., Sardari Zarchi, A. and Weeks, L., 2014- Archaeoseismicity of the Mounds and Monuments along the Kāzerun Fault (Western Zāgros, SW Iranian Plateau) since the Chalcolithic Period. *Iranica Antiqua*, 49.
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, B., Nazari, H., Murray, A. S., Le Dortz, K., Shokri, M. A., Arnold, M., Aumaître, G., Boulès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S and Bolourchi, M. J., 2014- Late Pleistocene-Holocene right-slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. AGU.
- Harvard CMT, 2017- CMT Catalog, Centroid Moment Tensor Project. [http://www. Seismology. Harvard. edu/projects/CMT/](http://www.Seismology.Harvard.edu/projects/CMT/).
- IIEES (International institute of Earthquake engineering and seismology), 2017- Seismic catalogue. www.iiees.ac.ir/.
- ISC (International seismological Centre), 2015- On - line seismic catalog. [http:// www.isc.ac.uk/](http://www.isc.ac.uk/).
- Jackson, J. Haines, A. J. and Holt, W. E., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,205-15,209.
- Kijko, A. and Sellevoll, M. A., 1992- Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity . *BSSA* Vol. 82, No. 1, pp 120-134,
- Nilforoushan, P., Mason, P., Vernant, P., Vigny, C., Martinoid, J., Abbasi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, P., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Collard, P. and Chery, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy*, 77,411-422.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley K. and Saiidi, A., 2006- The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophys. J. Int.*, 164, 137–148.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, P., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, P., Nankali, H., Martinoid, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004- Present-day deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., 2003- Thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International* 152,749-765
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H. and Sedighi, M., 2014- Present-day kinematics and fault slip rates in Eastern Iran, derived from 11 years of GPS data, *J. Geophys. Res.*

Seismicity and earthquake hazard assessment in North of Kerman by Kijko and Silevov (1992) method

A. Shafiei bafti^{1*}

¹Assistant Professor, Islamic Azad University, Zarand Branch, Zarand, Iran

Received: 2017 May 09

Accepted: 2018 March 17

Abstract

Present-day tectonics of Iran is affected by convergence movement of Eurasia- Arabian plates, which show with seismic events and non-seismic shortening in Iranian plateau. Kouhbanan fault system in south of central Iran is one of the most active and seismic faults, has length of nearly 200km and seismic history from B.C to the present. Epicenter of seismic activities for this fault situated often near fault zone or on the Kouhbanan fault zone branches and other attached faults. Identify of ruptured and non-ruptured segments can clear the way to finding the areas that have the potential for creating earthquake. Field observation and library data were used for this purpose. According to the spatiotemporal distribution of historical and instrumental earthquakes, may be concluded, the most earthquakes are located where the fault branches or in its bend locations. Earthquakes occurred in studied region, often known with absence of high magnitude earthquakes ($M \geq 6.5$). Interesting point is that in the period of about 160 years ago (Earthquake record time span) along of active faults, especially Kouhbanan fault zone, an area that is less a re-ruptured or be consecutive or earthquake epicenters are few. For earthquake risk assessment, we use Kijko & Silevov (1992) method, which show that the earthquake risk and seismicity rate is higher from other regions and earthquake have higher magnitude and less recurrence time. According to the obtained results, for earthquakes ($M \geq 7$) results should be used with caution.

Keywords: Seismotectonics, Active faulting, Seismicity rate, Kouhbanan Fault, Kijko and Silevov (1992) method.

For Persian Version see pages 83 to 94

*Corresponding author: A. Shafiei bafti; E-mail: Amir@iauzar.ac.ir