



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۵

doi 10.22077/jt.2024.7813.1181

تغییرات نسبی ژرفای کانونی و راستای مهاجرت رومرکز زمین لرزه‌ها در ایالت لرزه زمین ساختی سیستان

امیر همتیان^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲

۱- دانشجوی دکتر، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

۲- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۰۱

چکیده:

در ایالت لرزه زمین ساختی سیستان بررسی آماری زمین لرزه‌های دستگاهی در بازه زمانی ۱۹۰۰ میلادی تاکنون بیانگر کاهش ژرفای کانونی و همچنین بزرگی زمین لرزه‌ها در این ایالت می‌باشد. این پدیده می‌تواند هشدار برای اندوخته شدن انرژی در پوسته زمین و رخداد زمین لرزه‌های بزرگ در آینده باشد. گشتاور لرزه‌ای ($1.07832E + 21 - 2.13025E + 21^{Nm/yr}$) و زمین شناسی ($6.30371E + 20 - 6.79875E + 21^{Nm/yr}$) برآورد شده به همراه شتاب بالا (9.6-10.3 g%) در سه محدوده گسله دشت بیاض، مجموعه نه و نصرت آباد و زاهدان، سراون همگی تایید کننده فعالیت شدید و انرژی ذخیره شده در این مناطق می‌باشد. مهاجرت غالب رومرکز زمین لرزه‌ها از شمال باختری به سمت جنوب خاوری و جنوب ایالت لرزه زمین ساختی سیستان می‌باشد که این مهاجرت می‌تواند دلیلی برای بیشتر بودن پتانسیل جنبشی در نیمه جنوبی این ایالت لرزه زمین ساختی باشد. سازوکار غالب زمین لرزه‌های رخ داده در این ایالت، معکوس و امتداد لغز راستگرد با مولفه معکوس می‌باشد. زمین لرزه‌های رخ داده بر روی یک گسل پدیده‌های مجزا از هم نیستند، بلکه رخداد هر کدام در ایجاد زمین لرزه بعدی هم تاثیر دارد. این امر باعث می‌شود که زمین لرزه‌های بزرگ تا مدت‌ها عامل گسترش یا تحریک سطوح ضعف در اطراف گسل‌ها باشد. به همین دلیل بررسی الگوی مهاجرت زمین لرزه‌ها در راستای محیط افزایش تنش با استفاده از رخداد‌های گذشته امکان پذیر می‌باشد. بررسی الگوی مهاجرت زمین لرزه‌ها و روابط احتمالی بین آن‌ها که در فواصل زمانی و مکانی از هم رخ داده‌اند، نقش مهمی در تفسیر خطر لرزه خیزی دارند.

کلیدواژه‌ها: رومرکز زمین لرزه، مهاجرت زمین لرزه، ژرفای کانونی، ایالت لرزه زمین ساختی سیستان، گشتاور لرزه‌ای و زمین شناسی

Relative variation of focal depth and epicentral migration of earthquakes in Siestan Seismotectonic zone

Amir, Hematian^{1*}, Mohammad Mahdi Khatib²

1. PhD Student, Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Professor, Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

In Siestan Seismotectonic zone, the statistical analysis of device earthquakes in the period of 1900 shows the reduction of focal depth and also the magnitude of earthquakes in this zone. This phenomenon can be a warning for the accumulation of energy in the earth's crust and the occurrence of large earthquakes in the future. The estimated seismic ($1.07832E+21-2.13025E+21$ Nm/yr) and geological ($6.30371E+20-6.79875E+21$ Nm/yr) moment along with the high acceleration (9.6-10.3 %g) in the three ranges of Dasht-e-Beyaz Fault, Neh Collection and Nusrat Abad and Zahedan, Saravan all confirm the intense activity and stored energy in these areas. The dominant migration of the epicenter of the earthquakes is from the northwest to the south and southeast of the Siestan Seismotectonic zone which can be the reason for the greater kinetic potential in the southern half of this Seismotectonic zone. The dominant mechanism of the earthquakes occurring in this zone is reverse and right lateral with a reverse component. Earthquakes occurring on a fault are not separate phenomena, but the occurrence of each has an effect on the next earthquake. This causes large earthquakes to expand or stimulate weakness surface around faults for a long time. For this reason, it is possible to investigate the migration pattern of earthquakes in the direction of the environment of increased stress by using past events. Investigating the migration pattern of earthquakes and the possible relationships between them that occurred in time and space intervals play an important role in the interpretation of seismic risk.

Keywords: Earthquake epicenter, Migration of Earthquake, Focal depth, Siestan Seismotectonic zone, Seismic and Geological moment

*Email: amir-hematian@birjand.ac.ir

Tel: +989138864794

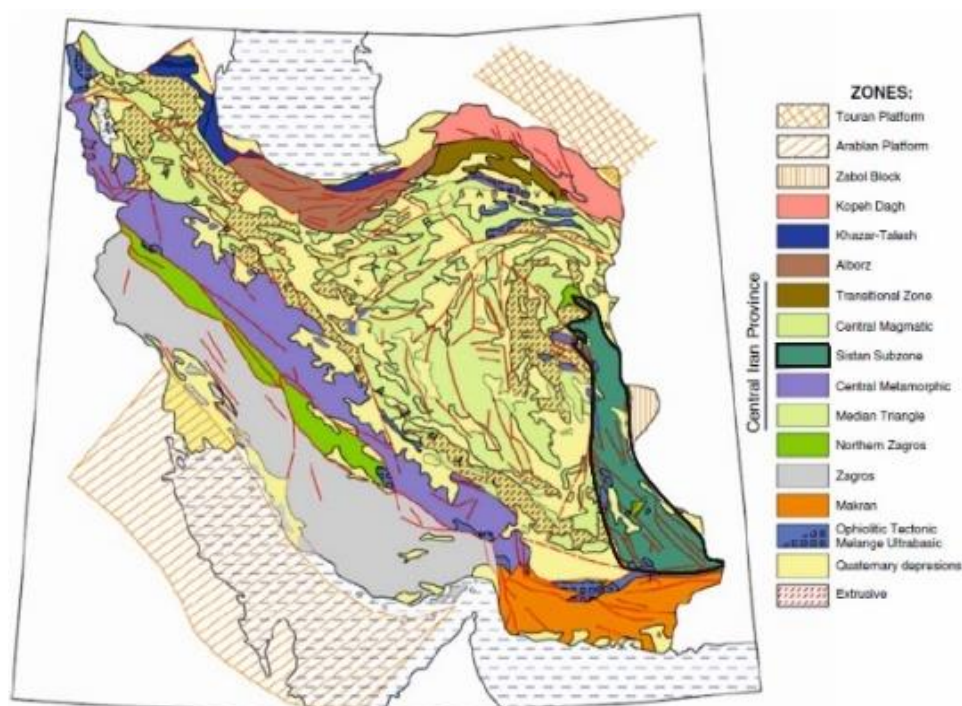
۱- مقدمه

به پی‌سنگ پوسته اقیانوسی است. این فلیش‌ها، گوه‌های افزایشی تغییرشکل یافته و حوضه پیش‌کمان چین‌خورده هستند که از جنوب‌خاور بیرجند تا زاهدان کشیده شده‌اند (شکل ۱ و ۲)، به عنوان بخشی از کمربند کوه‌زایی تیس جوان تلقی می‌شوند (Tirrul, et al., 1983).

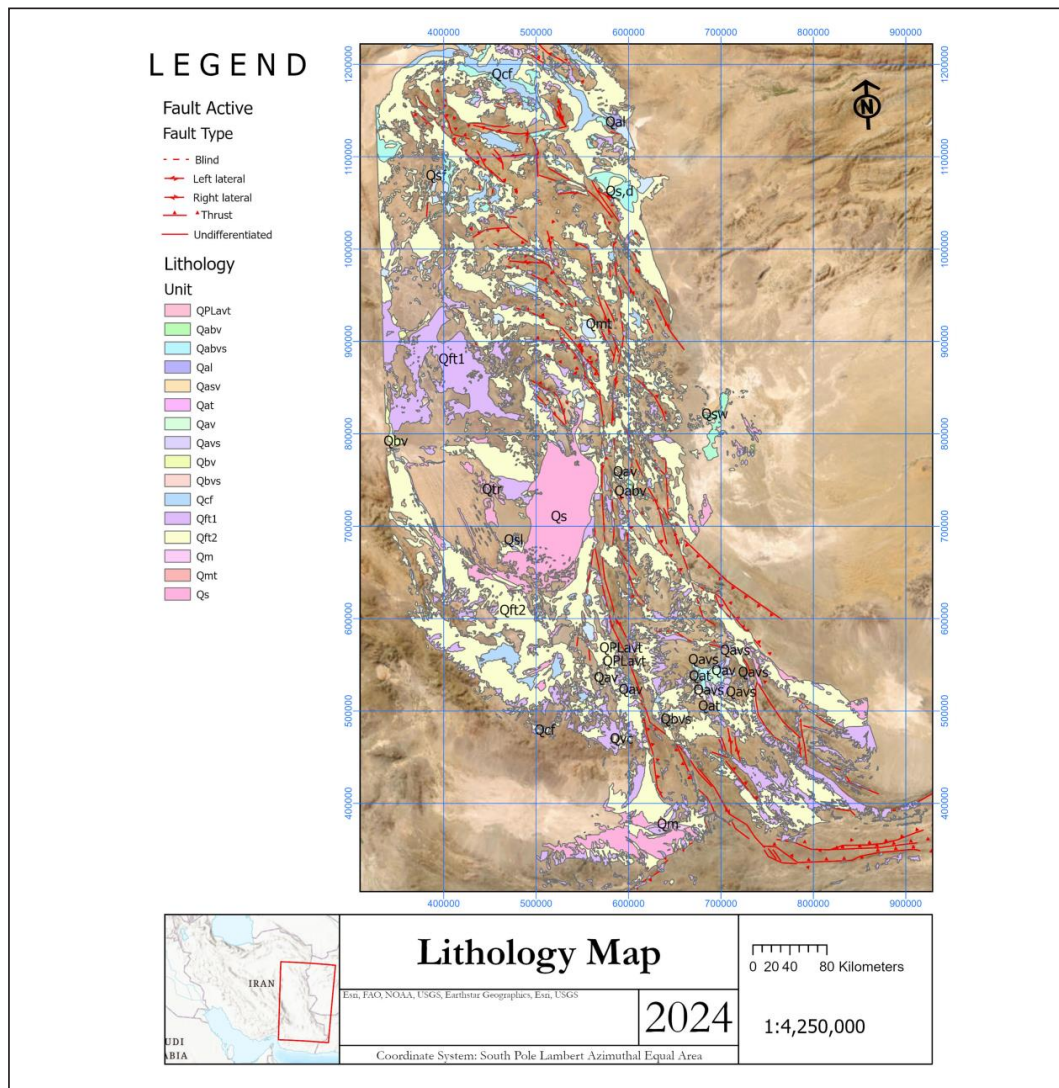
از دیدگاه لرزه زمین‌ساختی ایالت ساختاری سیستان یک پهنه جنب‌ا بوده که همگرایی پوسته زمین از کرتاسه فوقانی با نرخ‌های مختلف در آن ادامه دارد. حاصل این فرآیند برخاستگی و جنبش واحدهای سنگی زمین‌ساختی بروی یکدیگر و یا در کنار هم می‌باشد. تاثیر تنش حاصل از وقوع یک رخداد زمین‌لرزه روی پراکندگی، بزرگی و فراوانی پس‌لرزه‌های آن اولین بار توسط (Das and scholz., 1981) به صورت رابطه بین تنش استاتیک و توزیع مکانی حوادث لرزه‌های بعدی بیان شد ولی بعدها نخستین بار توسط استین و همکاران در سال ۱۹۹۲ به روی زمین‌لرزه لندرس بر روی سیستم گسلی سن‌اندریاس مطالعه صورت پذیرفت.

از جمله پژوهش‌های مرتبط با این موضوع که در

زمین‌لرزه‌های رخداد بر روی یک گسل پدیده‌های مجزا از هم نیستند، بلکه رخداد هر کدام در ایجاد زمین‌لرزه بعدی هم تاثیر دارد. ارتباط خردلرزه‌ها و بزرگترین رخداد زمین‌لرزه بر روی هر گسل نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ تا مدت‌ها سبب گسترش یا تحریک سطوح ضعف در اطراف گسل‌ها می‌شود. به همین دلیل بررسی پدیده مهاجرت زمین‌لرزه‌ها در راستای محیط افزایش تنش با استفاده از رخدادهای گذشته امکان‌پذیر می‌باشد. در این پژوهش برای مطالعه سازوکار مهاجرت زمین‌لرزه‌های ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سیستان در طول باز زمانی ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۳، با کمک تغییرات بزرگای زمین‌لرزه‌ها و راستای جابجایی و تغییرات ژرفای کانون زمین‌لرزه‌های بزرگ به بررسی پدیده مهاجرت زمین‌لرزه می‌پردازیم. ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان در بخش خاوری ایران حدفاصل دو گسل نهندان (در باختر) و گسل هریرود (در خاور) و در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا قرار گرفته است و شامل انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش و افولیت‌هایی مربوط



شکل ۱. موقعیت ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان (نوگل‌سادات، ۱۹۹۳)



شکل ۲. نقشه واحدهای سنگی کواترنری در تماس با گسل‌های فعال ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان (برگرفته از ورقه‌های ۱:۲۵۰۰۰ زمین‌شناسی الله‌آباد، جهان‌آباد، دریاچه هامون، خاش، زابل، گزیک، نره‌نو، زاهدان، سراوان، قائن، ده‌سلم، ایرانشهر، بیرجند، جازموریان، نخیل‌آب، شاهرخت)

پیش‌یابی زلزله‌های احتمالی و اینکه که انتقال تنش ممکن است به شکست نزدیک تر شود یا زلزله بزرگ دیگری را به تأخیر بیندازد، پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که خطر لرزه‌ای در طول امتداد گسل Ravne به سمت جنوب خاوری افزایش می‌یابد. از طرفی انتظار می‌رود که مقادیر بالاتر ضریب اصطکاک، سطح تنش را در حاشیه‌های امتداد گسل افزایش دهد اما در این منطقه هندسه حاشیه‌های گسل تحت تاثیر قرار نگرفته است. بر این اساس گاناس و همکاران بیان نمودند که تخمین اثر بار اضافی به وضعیت چرخه لرزه‌ای گسل‌های هم‌درد بستگی دارد، زیرا این اثر در طول گسل‌هایی که چرخه لرزه‌خیزی آنها طولانی مدت‌تر

سطح جهان صورت پذیرفته می‌توان به مطالعه روند مهاجرت زمین‌لرزه‌ها در گسل آناتولی در ترکیه اشاره نمود که توسط استین و همکاران^۱ در سال ۱۹۹۷ انجام پذیرفت. استین و همکاران بیان نمودند که در طول ۳۰ سال آینده، ۱۵ درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه $M \geq 6.7$ در خاور مرکز اصلی زمین‌لرزه Ercinzan و احتمال ۱۲ درصد برای یک رخداد بزرگ لرزه‌ای در جنوب‌باختری شهر بندری از میت را برآورد نمودند. گاناس و همکاران^۲ در سال ۲۰۰۸، با بررسی رخداد‌های لرزه‌ای ۱۹۹۸ و ۲۰۰۴ در باختر اسلونی به بررسی

1. Stein et al.
2. Ganas et al.



به سوی انتهای خاوری گسل مشا و یا در نتیجه انتشار امواج برهم‌کنشی دور در امتداد گسل مشا بیان کردند. اکنون در این پژوهش، الگوی مهاجرت رخ داده زلزله‌های متوالی در ایالت سیستان، در بازه زمانی ۱۹۰۰ تا اواخر ۲۰۲۳ و برای زلزله‌هایی با بزرگای مساوی ۴ و بیشتر مورد مطالعه قرار گرفته است.

هدف از این پژوهش بررسی سازوکار (راستای مهاجرت و تغییرات ژرفا و بزرگی) مهاجرت زمین‌لرزه‌ها بر روی گسل و تعیین مناطق پرخطر در ایالت لرزه‌زین‌ساختی سیستان می‌باشد. در نهایت دستیابی به وضعیت الگوی لرزه‌ای این ایالت می‌باشد. به این منظور، تغییرات ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها و توان لرزه‌ای گسل‌ها در طی زمان رخدادها، راستای مهاجرت رومرکز زلزله‌های متوالی، برای زلزله‌های با بزرگی‌های مساوی ۴ و بیشتر، محاسبه شده و توزیع آماری این داده‌ها مورد تحلیل و مدل‌سازی آماری قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

موقعیت ساختاری پهنه زمین درز سیستان با جایگیری بین دو صفحه قاره‌ای لوت و هلمند و غلبه زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده است. حرکت شمال و شمال‌خاوری صفحه هندوستان و اثرات ناشی از آن در شکل‌گیری و ساختار زمین‌ساختی پهنه زمین درز نقش داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). زمین درز سیستان به دو مجموعه سنگ‌شناختی «رتوک» در خاور و «نه» در باختر تفکیک شده که پهنه رسوبی سفیدابه آن‌ها را از هم جدا می‌کند. این دو مجموعه حاوی افیولیت‌هایی از سنونین تا ماستریشین، فیلیت‌های کرتاسه تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی-آواری قاره‌ای پالئوژن می‌باشند (Tirrul et al., 1983). این پهنه مراحل تکامل خود را از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای در طول زمان پشت سر گذاشته و یکی از شاخه‌های تیس جوان است که از آن با عنوان‌هایی همچون پهنه فلیشی (Eftekharné-jad, 1981)، کوه‌های خاور ایران (Alavi, 1981) و پهنه زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) نام برده می‌شود.

تیرول و همکاران فعالیت تکتونیکی این پهنه را در سه مرحله تقسیم‌بندی نموده‌اند. مرحله اول شامل فرورانش در زمان ائوسن میانی، مرحله دوم همگرایی دو بلوک

است، بزرگ‌تر خواهد بود.

مهاجرت زمین‌لرزه‌های رخ داده در بین سیستم‌های گسلی در شمال چین در طی ۲۰۰۰ سال توسط لیو و همکاران^۱ در سال ۲۰۱۱ مورد بررسی قرار گرفت. در این پژوهش مدل مفهومی ساده‌ای برای زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای پیشنهاد گردید، که در آن مجموع بارگذاری آهسته زمین‌ساختی در میانه قاره توسط یک سیستم پیچیده از گسل‌ها با اثر متقابل، که هر یک می‌توانند برای مدت کوتاهی پس از نهفتگی طولانی فعال باشند، تطبیق داده می‌شود.

مطالعاتی که در ایران بر انجام پذیرفت می‌توان به مطالعه‌ای که در ناحیه کرمان توسط نالبانت و همکاران^۲ در سال ۲۰۰۶ در مورد نواحی افزایش یا کاهش تنش برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای کشتاوری بیشتر از ۶٫۳ و تاثیر آن‌ها بر روی رخدادهای بعدی اشاره نمود. نالبات و همکاران در این پژوهش بیان می‌دارند که با بررسی بر روی سه زلزله گسل گوک ارتباط واضحی بین بارگذاری تنش لرزه‌ای و ایجاد شکست‌های بعدی می‌باشد.

همچنین پژوهشی که در منطقه انجام پذیرفت می‌توان به مطالعه‌ای که توسط زارعی و همکاران در سال ۱۳۹۶ بر روی سازوکار مهاجرت زمین‌لرزه‌ها در پهنه لوت اشاره نمود. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که روند کلی مهاجرت‌ها در راستای تنش اصلی حاکم بر منطقه یعنی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری و همچنین به سمت جنوب می‌باشد. همچنین با بررسی نرخ گشتاور ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی به این نتیجه دست یافتند که خطرناک‌ترین بخش پهنه لوت از لحاظ پتانسیل لرزه‌خیزی ناحیه جنوب‌خاور لوت می‌باشد که منطبق بر سیستم گسل نهبندان از جنوب گسل آبیژ تا مرزهای جنوبی پهنه لوت می‌باشد.

بحرینی و میرزائی در سال ۱۴۰۱، با بررسی زمین‌لرزه‌های دو سال گذشته بر روی گسل امتدادلغز چپ‌گرد مشا، پدیده مهاجرت پس‌لرزه‌های مربوط به زمین‌لرزه ۱۸ اردیبهشت ۱۳۹۹ به سمت انتهای بخش خاوری این گسل شناسایی کردند و دلیل مهاجرت پس‌لرزه‌ها بر روی گسل مشا را به علت انتقال تنش

1. liu et al.

2. Nalbant et al.

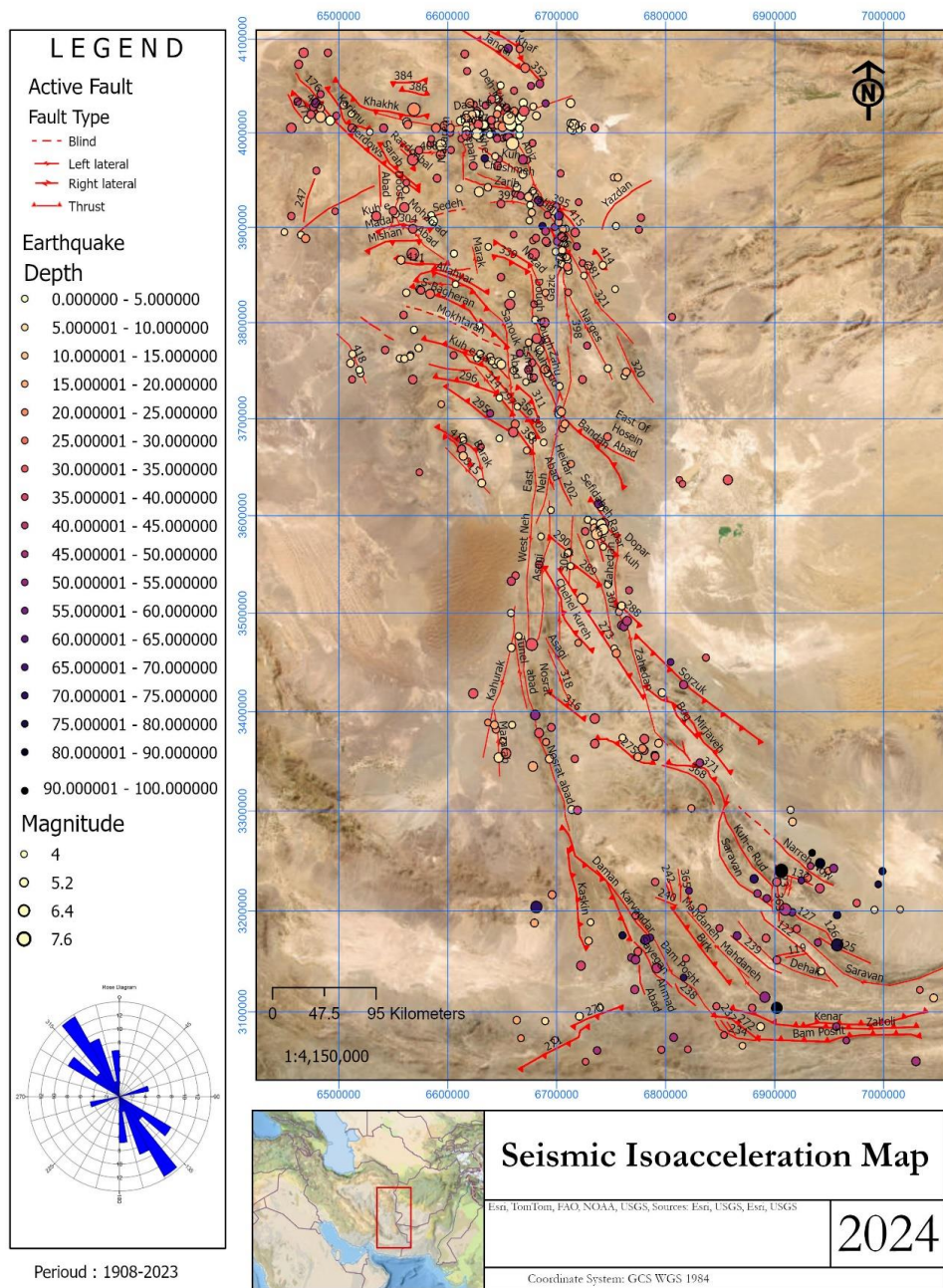
از تصاویر هوایی و توپوگرافی دقیق گردیدند و زمین لرزه‌هایی با بزرگی ۴ و بیشتر به گسل‌های مسبب آن مرتبط گردانیده شد (شکل ۳).

تعداد ۱۵۹ گسل فعال در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سیستان با طول بیشتر از ۱۰ کیلومتر بررسی گردید، که از این تعداد ۶۱ گسل با طول بیشتر از ۵۰ کیلومتر و با توان ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بیشتر از ۵ در مقیاس ریشتر در این ایالت وجود دارند (جدول ۱).

عربی و اوراسیا و مرحله سوم برخورد این دو بلوک در دوره بعد از میوسن می‌باشد.

۳- مواد و روش‌ها

در این پژوهش گسل‌های با طول بیشتر از ۱۰ کیلومتر پهنه ساختاری سیستان با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای Bing در محیط ArcGIS Pro ترسیم و اصلاح گردید، و آن دسته از گسل‌هایی که واحدهای کوترنری را قطع نموده و یا در مجاورت آن‌ها قرار داشتند (شکل ۲) را با استفاده



شکل ۳. نقشه لرزه زمین‌ساخت پهنه سیستان به همراه نمودار گل سرخی امتدادی گسل‌های آن سیستان (برگرفته از ورقه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی الله‌آباد، جهان‌آباد، دریاچه هامون، خاش، زابل، گزیک، نرهنو، زاهدان، سراوان، قانی، ده‌سلم، ایرانشهر، بیرجند، جازموریان، نخیل‌آب، شاهرخت)



جدول ۱. توان لرزه‌زایی گسل‌هایی با طول بالای ۵۰ کیلومتر در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سیستان

Fault Name	Mechanism	Seismic power					Average
		Fault length(m)	(Ms)Ambraseys and Melville 1982	(Ms) Nowroozi 1982	(M) Press 1967	(M) Tocher 1985	
398	Right lateral	50178.41	7.06	6.80	7.52	7.36	7.18
418	Right lateral	50330.96	7.06	6.80	7.52	7.36	7.19
Sedeh	Blind	51685.78	7.08	6.81	7.54	7.37	7.20
Karimu	Thrust	51723.72	7.08	6.81	7.54	7.37	7.20
Sayegan		52612.77	7.09	6.82	7.54	7.38	7.21
Kuherud		53661.94	7.10	6.83	7.55	7.39	7.22
315	Right lateral	53821.89	7.10	6.83	7.55	7.39	7.22
275	Thrust	54232.81	7.11	6.83	7.56	7.39	7.22
239		54317.91	7.11	6.83	7.56	7.39	7.22
Khaf	Thrust	56160.79	7.13	6.85	7.57	7.41	7.24
Jangal	Thrust	56609.56	7.13	6.85	7.58	7.41	7.24
368		58782.50	7.16	6.87	7.60	7.43	7.26
Mazarab	Right lateral	59000.04	7.16	6.87	7.60	7.43	7.26
318	Right lateral	59371.43	7.16	6.87	7.60	7.43	7.27
Chahak Musavieh	Right lateral	60739.32	7.18	6.88	7.61	7.44	7.28
116	Right lateral	61498.92	7.19	6.89	7.62	7.45	7.28
Narreh Now		62080.70	7.19	6.89	7.62	7.45	7.29
112	Thrust	62795.48	7.20	6.90	7.63	7.45	7.29
371	Thrust	65382.25	7.22	6.91	7.64	7.47	7.31
S-Bagheran	Thrust	65603.09	7.23	6.92	7.65	7.47	7.32
320	Right lateral	65876.96	7.23	6.92	7.65	7.48	7.32
Dough		66967.57	7.24	6.92	7.66	7.48	7.33
108	Thrust	68152.71	7.25	6.93	7.66	7.49	7.33
N-Bagheran	Thrust	70668.12	7.27	6.95	7.68	7.51	7.35
Esmacil Abad	Right lateral	73063.90	7.29	6.96	7.70	7.52	7.37
Karvandar		75747.59	7.31	6.98	7.71	7.54	7.39
Kuh-e Rud		76753.41	7.32	6.98	7.72	7.54	7.39
Mahdaneh	Right lateral	77085.69	7.33	6.99	7.72	7.54	7.39
Bandan	Thrust	78133.67	7.33	6.99	7.73	7.55	7.40
Mokhtaran	Blind	78876.46	7.34	7.00	7.73	7.55	7.41
Birk	Thrust	79438.90	7.34	7.00	7.73	7.56	7.41
Khakhk	Thrust	81829.46	7.36	7.01	7.75	7.57	7.42
Chehel kureh	Thrust	83461.27	7.37	7.02	7.76	7.58	7.43
Kuh e Zar	Thrust	86665.55	7.40	7.04	7.77	7.59	7.45
Kaskin	Thrust	87528.85	7.40	7.04	7.78	7.60	7.46
Khatibi	Right lateral	89391.55	7.42	7.05	7.79	7.61	7.47
Zaboli	Thrust	93029.79	7.44	7.07	7.81	7.63	7.49
122		93411.04	7.44	7.07	7.81	7.63	7.49
321	Right lateral	94133.56	7.45	7.07	7.81	7.63	7.49
Dehak	Right lateral	96095.04	7.46	7.08	7.82	7.64	7.50
117	Right lateral	98233.99	7.48	7.09	7.83	7.65	7.51
Narges	Right lateral	100077.81	7.49	7.10	7.84	7.66	7.52
Mirjaveh	Thrust	103190.71	7.51	7.11	7.85	7.67	7.54
Ferdows	Thrust	106875.79	7.53	7.13	7.87	7.69	7.55
Bam Posht	Right lateral	115581.36	7.58	7.16	7.91	7.72	7.59
Daman	Thrust	117154.72	7.59	7.17	7.91	7.73	7.60
Saravan		117769.51	7.59	7.17	7.92	7.73	7.60
Abiz	Right lateral	122234.90	7.61	7.19	7.93	7.74	7.62
Asagi	Right lateral	125590.99	7.63	7.20	7.94	7.76	7.63
273	Thrust	129581.86	7.65	7.21	7.96	7.77	7.65
Sorzuk	Thrust	135843.28	7.68	7.23	7.98	7.79	7.67
Bam Posht	Thrust	141819.76	7.70	7.25	8.00	7.81	7.69
Kahurak	Right lateral	141996.55	7.70	7.25	8.00	7.81	7.69
Dasht-e Bayaz	Left lateral	158850.17	7.77	7.30	8.05	7.86	7.75
East Neh	Right lateral	160324.47	7.78	7.30	8.06	7.86	7.75
Kenar	Thrust	163167.99	7.79	7.31	8.07	7.87	7.76
Nosrat abad	Right lateral	163947.79	7.79	7.31	8.07	7.87	7.76
Saravan	Right lateral	172780.81	7.83	7.34	8.09	7.89	7.79
Tunel	Right lateral	174940.54	7.83	7.34	8.10	7.90	7.79
West Neh	Right lateral	194310.60	7.90	7.39	8.15	7.95	7.84
Zahedan	Right lateral	201041.25	7.92	7.40	8.16	7.96	7.86

توان لرزه‌زایی برای هر گسل با توجه به طول آن محاسبه گردید، به این منظور در نرم افزار ArcGIS Pro طول گسل‌ها محاسبه گردید. برای محاسبه شدت زمین‌لرزه احتمالی با استفاده از رابطه تجربی امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲):

$$I_0 = 1.03M_S + 0.09$$

برای ترسیم نقشه هم‌شتاب نیاز به مقادیر حداکثر شتاب زمین (PGA) در فواصل برابر در گستره ایالت ساختاری سیستان داریم. به این منظور شبکه‌ای با سلول‌های ۲۰*۲۰ کیلومتر (۵۲۷ سلول) در محیط در نرم افزار ArcGIS Pro ترسیم گردید.

با استفاده از رابطه تجربی امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲):

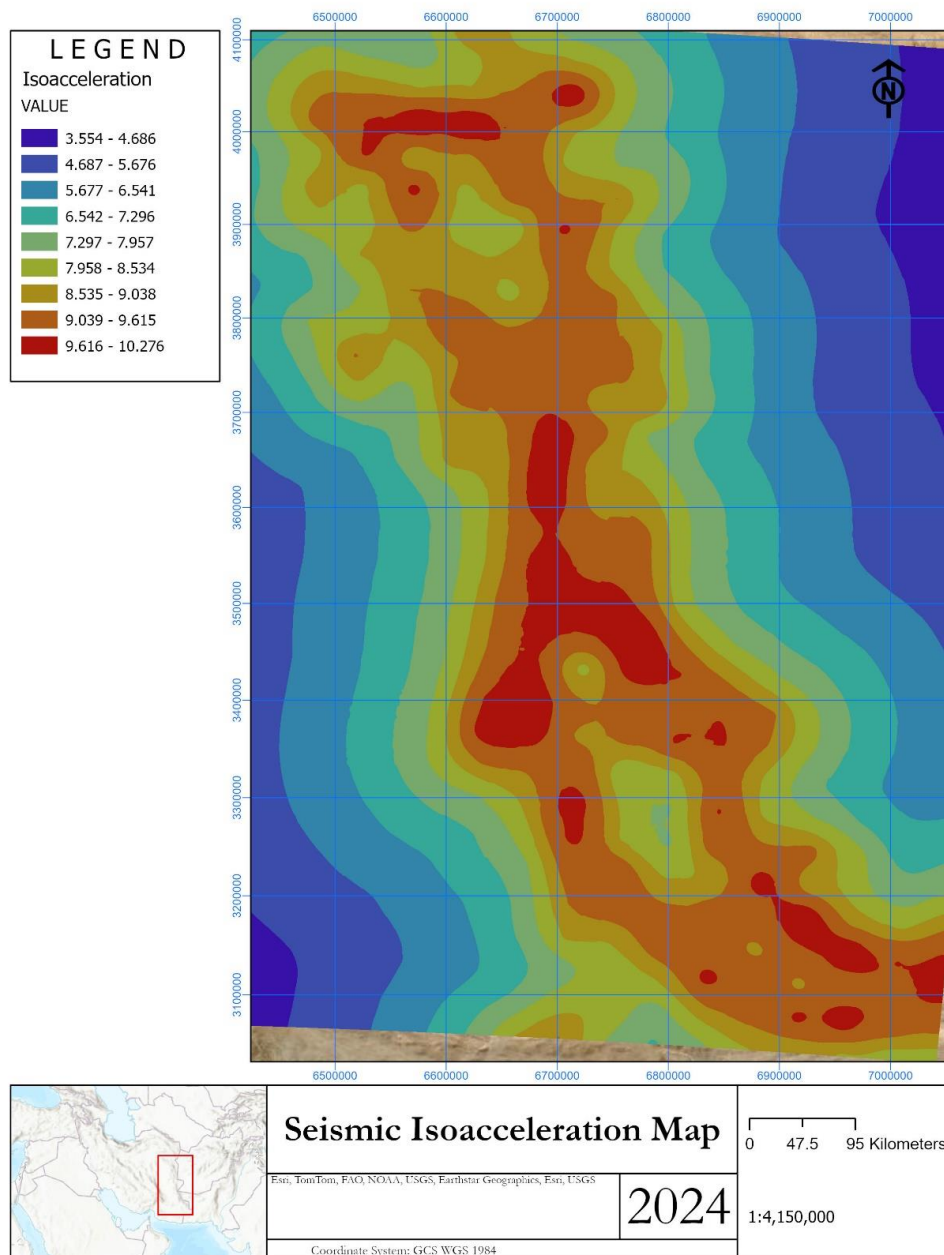
$$M = 1.429\text{LOG}(L) + 4.629$$

در محیط نرم افزار Arc view3.1 با استفاده از ابزار Demography analysis انجام پذیرفت. بزرگترین شتاب محاسبه شده برای مرکز هر سلول شبکه به عنوان مبنای پهنه‌بندی در نقشه هم‌شتاب در نظر گرفته شد. مراکز سلول‌های شبکه که دارای مقادیر حداکثر شتاب زمین (PGA) می‌باشند را به وسیله ابزار Kriging در محیط ArcGIS Pro درون‌یابی شدند و برای ایالت ساختاری سیستم نقشه هم‌شتاب لرزه‌ای متأثر از گسل‌های موجود ترسیم گردید (شکل ۴).

مقادیر شدت برای هر گسل محاسبه گردید. با استفاده از رابطه تجربی تاجر و همکاران (۱۹۷۹) برای فواصل کم‌تر از ۱۶۰ کیلومتر تا کانون زمین‌لرزه:

$$I_R = I_0 + 4.82 - 0.00548(R) - 3.708 \text{LOG}(R + 20)$$

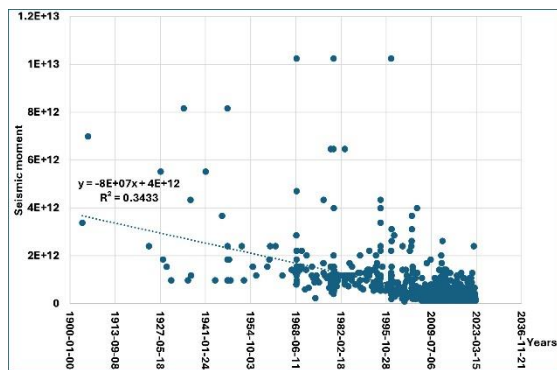
شدت اثر زمین‌لرزه احتمالی ناشی هر گسل در فاصله ی (R) تا مرکز هم‌ی سلول شبکه ترسیم شده، محاسبه گردید. تعیین فواصل هر گسل تا مراکز سلول‌های شبکه (R)



شکل ۴. نقشه هم‌شتاب ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستم

در واقع معادل با پهنای فروشی گسل است. در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان با توجه به میانگین ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها، ستبرای لایه لرزه‌زا ۱۴٫۸ کیلومتر در نظر گرفته شده است. از آنجایی که اطلاعات مورد نیاز برای برآورد گشتاور زمین‌شناسی در این ایالت در ارتباط با همه گسل‌ها موجود نمی‌باشد، تعدادی از گسل‌ها که شناخته شده می‌باشند در این روش مورد استفاده قرار گرفتند.

بر اساس نقشه ترسیم شده گشتاور لرزه‌ای برای ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان (شکل ۵) محدوده‌های مجاورت گسل دشت بیاض و فردوس، سفیدآبه، انتهای جنوبی گسل زاهدان و سراوان بیشترین گشتاور لرزه‌ای را نمایش می‌دهند. همچنین در مقیاس کلی نیمه جنوبی ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان نسبت به نیمه شمالی این ایالت دارای نرخ گشتاور لرزه‌ای بیشتری می‌باشد. همچنین با بررسی نمودار تغییرات نرخ گشتاور لرزه‌ای (شکل ۶) از ابتدا به انتهای بازه زمانی مورد مطالعه نرخ گشتاور لرزه‌ای در این ایالت ساختاری رو به کاهش می‌باشد.



شکل ۶. نمودار تغییرات نرخ گشتاور لرزه‌ای طی باز زمانی

مورد مطالعه در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان

بر اساس مطالعه حاضر در طی دوره لرزه خیزی ۱۹۰۰ تا کنون بر روی ۴۱ عدد از گسل‌های جنبی، ۸۲ درصد از گسل‌هایی با روند کلی NE-SW به ترتیب ژرفای کانونی زمین‌لرزه و توان لرزه‌زایی ۶۱ و ۵۸ درصد از این روند گسل‌ها کاهش پیدا کرده است. مهاجرت رومرکز زمین لرزه‌های ۵۸ درصد از این گسل‌های جنبی از جنوب‌خاوری به سمت شمال‌باختر گسل می‌باشد. در گسل‌های جنبی با روند کلی N-S به ترتیب توان لرزه‌زایی و ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها ۸۷ و ۵۰ درصد از گسل‌ها کاهش پیدا کرده است.

نرخ گشتاور لرزه‌ای در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سیستان، با استفاده از کاتالوگ کلیه رخداد‌های لرزه‌ای تاریخی (Ambraseys and Melville, 1982) و دستگامی (<http://irsc.ut.ac.ir>) با بزرگای M_S ۲٫۳ تا ۷٫۳ در این ایالت طی بازه زمانی ذکر شده محاسبه گردید.

گشتاور لرزه‌ای در این روش با توجه به روابط موجود بین گشتاور لرزه‌ای و انواع بزرگای (M_W, M_b, M_L, M_S) تعیین می‌شود (Ward, 1998).

رابطه تجربی که در این جا مورد استفاده قرار گرفته:

$$\log \left(\frac{M_0}{N_m} \right) = 9.05 + 1.5M_S$$

رابطه Hanks and Kanamori, 1979 بر اساس M_S می‌باشد.

نتایج بدست آمده از رابطه تجربی ذکر شده برای رخداد‌های لرزه‌ای به وسیله ابزار Kriging در محیط ArcGIS Pro درون‌یابی شدند و نقشه گشتاور لرزه‌ای برای این ایالت لرزه زمین‌ساختی ترسیم گردید (شکل ۵).

برای برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان به داده‌هایی همچون طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش و ستبرای لایه لرزه‌زا منطقه نیازمندیم. چنانچه ستبرای لایه لرزه‌زا در ایالت لرزه‌ای ثابت باشد، نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه از رابطه تجربی Ward, 1998 بدست می‌آید.

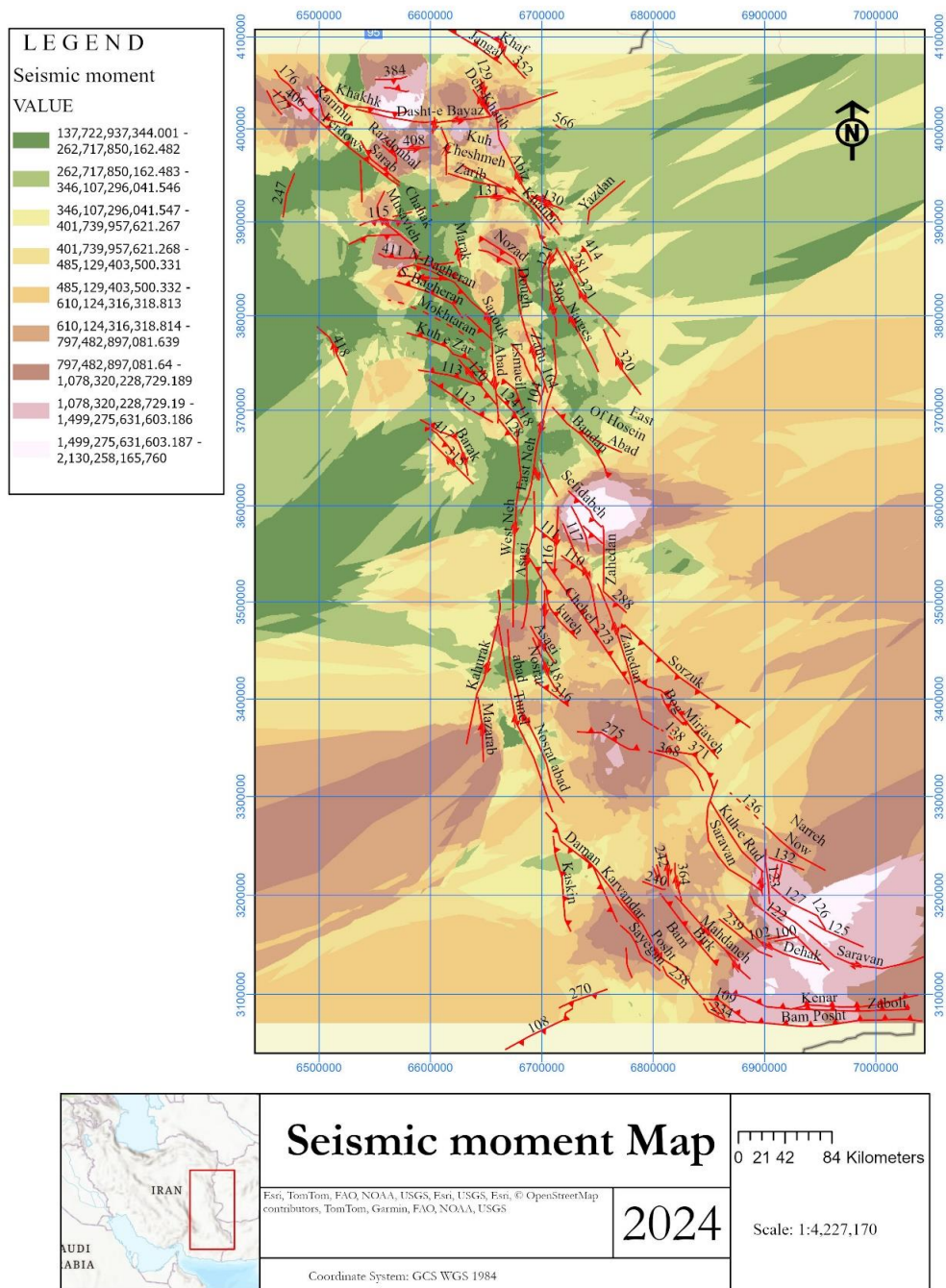
μ ضریب برشی، L_i طول گسل، S_i نرخ لغزش گسل، δ_i شیب گسل و H_s ستبرای لایه لرزه‌ای در پهنه لرزه زمین‌ساختی می‌باشد.

ضریب برشی برای سنگ‌های پوسته زمین $3 \times 10^{10} \text{Nm}^{-2}$ می‌باشد.

چنانچه پهنای فروشی هر یک از گسل‌ها به صورت مجزا مشخص باشد می‌توان از رابطه تجربی (Ward, 1998) زیر استفاده نمود:

$$\bar{M} = \mu \Sigma (L_i S_i W_i^{DD})$$

در این رابطه تجربی W_i^{DD} پهنای فروشی گسل است. پهنای فروشی گسیختگی از یک محدوده خوب تعیین شده، با استفاده از پراکندگی ژرفای پس‌لرزه‌ها به دست می‌آید (Wells and Coppersmith, 1994)، در غیر این صورت از ستبرای منطقه لرزه‌زا یا ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها و شیب صفحه گسلی محاسبه می‌گردد. نسبت ستبرای بخش لرزه‌زای هر گسل به شیب گسل



شکل ۵. نقشه گساور لرزه‌ای ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان

۴- بحث

با توجه به نقشه هم‌شتاب (شکل ۴) مناطق مجاور سیستم گسل‌های سراوان در جنوب‌خاوری ایالت و گسل‌های سرشاخه‌های جنوب‌باختاری، سرشاخه‌های گسل‌های دامن و نصرت‌آباد و کاشکین در جنوب‌باختاری ایالت ساختاری، گسل‌های میرجاوه و نصرت‌آباد و زاهدان و نه باختاری و خاوری در میانه ایالت ساختاری، گسل‌های سراب و فردوس در مرز

درصد از مهاجرت رومرکز زمین‌لرزه‌های این دسته از گسل‌ها از شمال به سمت جنوب گسل می‌باشد. در گسل‌های جنباً با روند کلی NEE-SWW مهاجرت رومرکز زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل از شمال‌خاوری به سمت جنوب باختاری می‌باشد و به ترتیب توان لرزه‌زایی و ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های ۶۶ و ۵۰ درصد از گسل‌ها کاهش پیدا کرده است (جدول ۴).

میزان انرژی در سیستم‌های زمین‌شناسی است و با اندازه‌گیری آن می‌توان مقدار انرژی صرف شده در یک سیستم را به دست آورد. نرخ گشتاور را به سه روش ژئودتیکی، زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی می‌توان محاسبه نمود.

هر کدام از روش‌های ژئودتیکی، لرزه‌ای و زمین‌شناسی محدودیت‌هایی دارند، ولی با مقایسه نتایج به دست آمده از هر کدام از این روش‌ها می‌توان دیدگاه‌های کاربردی در زمینه تحلیل خطر لرزه‌ای و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه به دست آورد.

ایالت لوت و سیستان و مناطق مجاور سیستم گسلی دشت بیاض و آیز در شمال پهنه بیشترین شتاب لرزه‌ای ممکن را نشان می‌دهند.

گسل‌های موجود در این مناطق با شتاب لرزه‌ای بالا اکثراً دارای سازوکار معکوس و امتداد لغز راستگرد با مولفه معکوس می‌باشند، که مهاجرت رومرکز زمین‌لرزه‌ها در ۸۰ درصد از گسل‌های معکوس و ۶۲ درصد از گسل‌های امتداد لغز راستگرد با مولفه معکوس در این مناطق از شمال‌باختر به سمت جنوب خاور و خاور می‌باشد (جدول ۴).

برآورد نرخ گشتاور یکی از روش‌های بررسی

جدول ۲. ویژگی گسل‌های شناخته شده و گشتاور زمین‌شناسی برآورد شده برای آن‌ها در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سیستان

Fault Name	Fault Length(m)	Fault Dip	Dip Cos	Slip rate (mm/yr)	Reference	Shear Coefficient (Nm ⁻²)	The thickness of the seismic layer(m)	Geological moment rate (Nm/yr)
Dasht-e Bayaz	121000	80	0.17	1.2	Jackson et al., 1995	30000000000	14700	3.76666E+20
Chahak Musavieh	80000	85	0.08	1.7	Jackson et al., 1996	30000000000	14700	7.497E+20
Abiz	136000	85	0.08	3	Jackson et al., 1997	30000000000	14700	2.2491E+21
Jangal	109000	75	0.25	2.6	Jackson et al., 1998	30000000000	14700	4.99918E+20
Doost Abad	40000	87	0.05	1.7	Walker et al., 2010	30000000000	14700	5.9976E+20
Sedeh	60000	75	0.25	1.7	Walpersdorf et al., 2014	30000000000	14700	1.79928E+20
Ferdows	85000	34	0.83	4	Tavakoli et al., 2007	30000000000	14700	1.80651E+20
Gazic	86000	70	0.342	3.1	Tavakoli et al., 2007	30000000000	14700	3.43774E+20
Nozad	23000	60	0.5	2.75	Molnar et al., 2010	30000000000	14700	5.57865E+19
East Neh	170000	87	0.052	2.7	Meyer et al., 2007	30000000000	14700	3.89267E+21
West Neh	185000	88	0.03	2.5	Meyer et al., 2007	30000000000	14700	6.79875E+21
Kahurak	115000	87	0.05	3.3	Khodaverdian et al., 2015	30000000000	14700	3.34719E+21
Nosrat abad	170000	85	0.08	1.92	Khodaverdian et al., 2016	30000000000	14700	1.79928E+21
Zahedan	150000	80	0.17	1.62	Meyer et al., 2007	30000000000	14700	6.30371E+20

با توجه به نقشه گشتاور لرزه‌ای (شکل ۵) ترسیم شده، محدوده‌های مجاور مجموعه گسلی دشت بیاض و فردوس، گسل سفیدابه، انتهای جنوبی گسلی زاهدان و گسل سراوان بیشترین مقدار گشتاور لرزه‌ای را نشان می‌دهد. همچنین بالا بودن نرخ گشتاور لرزه‌ای نیمه جنوبی ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان نسبت به نیمه شمالی نشان دهنده بیشتر بودن پتانسیل جنبشی در نیمه جنوبی این ایالت لرزه زمین‌ساختی می‌باشد. این امر با مهاجرت رومرکز زمین‌لرزه‌ها در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان از شمال‌باختر به سمت جنوب‌خاور مطابقت دارد.

جدول ۲ مقادیر محاسبه شده از نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای گسل‌های کامل شناخته شده ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان را از کمترین مقدار به بیشترین مقدار به ترتیب نشان می‌دهد.

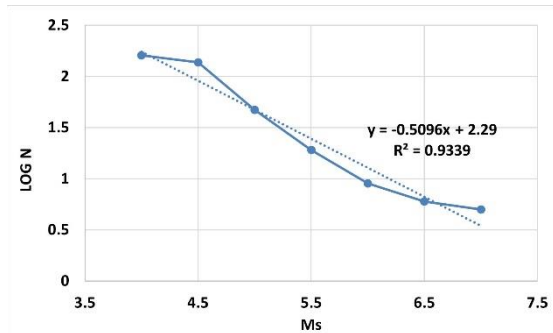
در اینجا برای ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان به دو روش زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی نرخ گشتاور برآورد گردید. گشتاور لرزه‌ای بر مبنای داده‌های کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با استفاده روابط تجربی به دست می‌آید، و تنها عنصر تغییرشکل لرزه‌ای را نشان می‌دهد. این روش به دلیل این که محل گسل‌های مدفون و پوشیده را هم منعکس می‌کند، تفکیک فضایی برابر یا حتی بهتری نسبت به روش زمین‌شناسی دارد.

مقدار انرژی آزاد شده در این ایالت لرزه زمین‌ساختی با توجه به کاتالوگ زمین‌لرزه‌های موجود مقدار زیر برآورد گردید (جدول ۳).

جدول ۳. میانگین گشتاور لرزه‌ای در گستره مورد مطالعه

نرخ گشتاور لرزه‌ای بر حسب میانگین M_S	$LOG \left(\frac{M_0}{N_m} \right)$ بر حسب میانگین M_S
3.02624E+11	14.06339943

ایالت ساختاری سیستان (شکل ۷) برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها در ۸ رده محاسبه گردید.



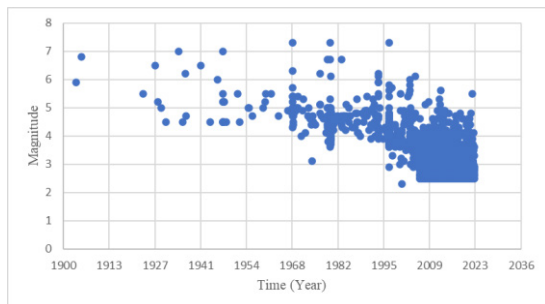
شکل ۷. نمودار فراوانی و رابطه لرزه‌خیزی ایالت سیستان

از این ۸ رده دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگی (M_s) ۷٫۵ به بالا نهایتاً ۳۴ سال تخمین زده می‌شود (جدول ۴).

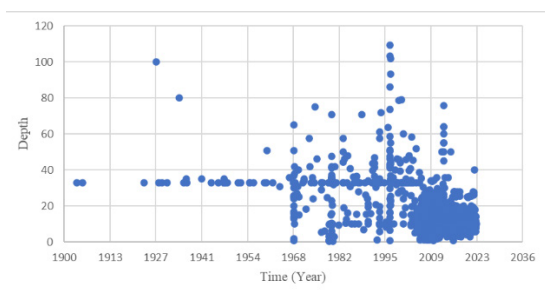
جدول ۵. محاسبه دوره بازگشت زمین لرزه‌های ایالت

سیستان						
	a	b	Ms	LOG N	N	T
1	2.29	0.5096	4	0.2516	1.7848	0.5603
2	2.29	0.5096	4.5	-0.0032	0.9927	1.0074
3	2.29	0.5096	5	-0.258	0.5521	1.8113
4	2.29	0.5096	5.5	-0.5128	0.3070	3.2569
5	2.29	0.5096	6	-0.7676	0.1708	5.8560
6	2.29	0.5096	6.5	-1.0224	0.0950	10.5293
7	2.29	0.5096	7	-1.2772	0.0528	18.9322
8	2.29	0.5096	7.5	-1.532	0.0294	34.0408

پراکندگی بزرگا (شکل ۸) و ژرفای (شکل ۹) زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی مورد مطالعه در گستره منطقه در نمودارهای ذیل نمایش داده شده است.



شکل ۸. نمودار پراکندگی زمانی زمین لرزه‌ها نسبت به بزرگای آن‌ها در گستره مورد مطالعه



شکل ۹. نمودار پراکندگی زمانی زمین لرزه‌ها نسبت به ژرفای آن‌ها در گستره مورد مطالعه

براساس نتایج حاصل بیشترین نرخ گشتاور زمین‌شناسی مربوط به مجموعه گسل‌های نه، کهورک، آیز و نصرت‌آباد می‌باشد. نرخ گشتاور زمین‌شناسی در اصل نشان دهنده مقدار انرژی ذخیره شده در این گسل‌ها می‌باشد. نرخ میانگین گشتاور زمین‌شناسی برای گسل‌های شناخته شده در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان $1.55025E+21 \text{ Nm/Yr}$ می‌باشد.

قابل ذکر می‌باشد که، نرخ گشتاور زمین‌شناسی تنها بر اساس کرنش ایجاد شده بر روی گسله‌ها برآورد شده است و برهم کنش‌های دیگری که ممکن است در اثر خزش یا کرنش نفوذی ایجاد شده باشد را در بر نمی‌گیرد. همچنین باید در نظر داشت که تعداد محدودی از گسل‌های ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان به صورت کامل شناخته شده هستند و یا گسل‌های مدفونی هستند که در سطح زمین رخنمون ندارند و اطلاعات کاملی از آن‌ها در دسترس نیست. این کمبود اطلاعات بر روی برآورد نهایی گشتاور زمین‌شناسی تاثیر دارد و همین امر سبب تفاوت میانگین نرخ برآورده شده در دو روش گشتاور لرزه‌ای و زمین‌شناسی در این ایالت لرزه زمین‌ساختی می‌شود.

جدول ۴. تغییرات ژرفا و شدت لرزه خیزی و راستای مهاجرت رومرکز زمین لرزه‌ها

Fault Name	Mechanism	Strike	Seismic Potential	Focal Depth	Migration Direction Of Epicenter
Zahedan	Right Lateral	NW-SE	Increase	Increase	SE
Zaboli	Thrust	NEE-SWW	Decrease	Decrease	NEE
Sorzuk	Thrust	NW-SE	Decrease	Increase	NW
Sefidabeh	Thrust	NW-SE	Increase	Increase	NW
Saravan		NW-SE	Increase		NW
S Bagheran	Thrust	NW-SE	Decrease	Decrease	NW
Nosrat Abad	Right Lateral	N-S	Decrease	Decrease	S
Mazarab	Right Lateral	NW-SE	Decrease	Increase	NW
Makarem	Right Lateral	N-S	Decrease	Increase	S
Kuh Cheshmeh Zarab	Right Lateral	NW-SE	Increase	Decrease	NW
Khatibi	Right Lateral	NW-SE	Increase	Decrease	NW
Karvandar	Right Lateral	NW-SE	Increase	Decrease	E
Karimu	Thrust	NW-SE	Decrease	Decrease	SE
Kahurak	Right Lateral	N-S	Decrease	Decrease	N
Jangal	Thrust	NW-SE	Increase	Decrease	SE
Jabar	Right Lateral	NW-SE	Increase	Decrease	NW
Gazic	Right Lateral	NNE-SSW	Decrease	Increase	NNE
Ferdows	Thrust	NW-SE	Decrease		SE
Esmailabad	Right Lateral	N-S	Decrease	Decrease	N
East Neh	Right Lateral	N-S	Decrease	Increase	S
Dough	Right Lateral	N-S	Increase	Decrease	S
Dehkhatib	Right Lateral	NW-SE	Decrease	Decrease	SE
Dashteh Bayaz(East)	Left Lateral	NEE-SWW		Increase	SWW
Dashteh Bayaz(Central)	Left Lateral	NEE-SWW		Increase	SWW
Dashteh Bayaz(West)	Left Lateral	NW-SE	Decrease	Increase	NW
Barak	Thrust	NW-SE	Increase	Decrease	NW
Bamposht	Right Lateral	NW-SE	Increase	Decrease	NW
Abiz	Right Lateral	N-S	Decrease	Increase	S
566		NW-SE		Decrease	SE
418	Right Lateral	NW-SE	Decrease	Decrease	SE
417	Thrust	NW-SE	Decrease	Increase	NW
415	Thrust	NW-SE	Decrease	Increase	NW
408	Left Lateral	NEE-SWW	Decrease	Increase	NEE
406	Thrust	NW-SE	Increase	Decrease	NW
397	Left Lateral	NEE-SWW	Decrease	Decrease	SEE
275	Thrust	NW-SE	Increase	Decrease	SE
273	Thrust	NW-SE	Decrease	Decrease	SE
271	Thrust	NEE-SWW	Decrease	Decrease	SWW
176	Right Lateral	NW-SE	Decrease	Increase	SE
132		NW-SE	Decrease	Increase	NW
106	Thrust	NW-SE	Decrease	Decrease	SE

با توجه به فروانی زمین‌لرزه‌ها و با استفاده از رابطه لرزه‌خیزی گوتنبرگ-ریشتر (۱۹۵۶)، رابطه لرزه‌خیزی



بحرینی، م.ب.، میرزائی، ن.ب.، ۱۴۰۱. مهاجرت پس‌لرزه‌ها و احتمال رخداد زمین‌لرزه در بخش انتهایی خاوری گسل مشا، بیستمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

Aghanabati, A., Eftekhar Nezhad, J., Samimi Namin, m., Arshadi, s., 1993. Geological map of the Allahabad sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Aghanabati, A., Alavi Naini., M., 1991. Geological map of the Daryacheh-ye-Hamun sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Aghanabati, A., Geological map of the Jahan Abad sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Aghanabati, A., 1994. Geological map of the Khash sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Aghanabati, A., et al., 1990. Geological map of the Zabol sheet. Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle Map of Iran L9 & M9, Scale 1:250000.

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., 119, 1-25.

Alavi Naini., M., et al., 1983. Geological map of the Gazik sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in north-eastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8), pp.983-992.

Alavi Naini., M., et al., 1982. Geological map of the Shahraket sheet. Geological and Mineral Survey of Iran, Geological Quadrangle Map of Iran No. L7, Scale 1:250000.

از ابتدا به انتهای بازه زمانی دو مشخصه ژرفا و بزرگ‌گایش داشته‌اند اما تعداد لرزه‌خیزی‌ها افزایش داشته‌اند، و با نزدیک شدن به انتهای بازه زمانی مورد مطالعه تمرکز دگرشکلی لرزه‌ای در بخش بالایی لایه لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه می‌باشد.

۵- نتیجه‌گیری

با توجه به دوره بازگشت ۳۴ سال برای زلزله‌های با بزرگ‌گایش بیشتر از ۷٫۵ در این ایالت، رخداد زمین‌لرزه‌های شدید در آن دور از ذهن نیست.

مهاجرت رومرکز زمین‌لرزه‌ها در ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان از شمال‌باختر به سمت جنوب‌خاور می‌باشد که این مهاجرت می‌تواند دلیلی برای بیشتر بودن پتانسیل جنبشی در نیمه جنوبی این ایالت لرزه زمین‌ساختی باشد.

در طی بازه زمانی مورد مطالعه دگرشکلی لرزه‌ای در انتهای بازه زمانی نسبت به ابتدای بازه زمانی، در بخش بالایی لایه لرزه‌زا متمرکز گردیده است.

گشتاور لرزه‌ای و زمین‌شناسی برآورد شده در کنار محدوده‌های مشخص شده با شتاب بالا، همگی تایید کننده فعالیت شدید در اثر آزاد شدن انرژی ذخیره شده در سه محدوده گسلی دشت بیاض، مجموعه نه و نصرت آباد، سراون می‌باشد.

با توجه به این که توان لرزه‌زایی غالب گسل‌های ایالت لرزه زمین‌ساختی سیستان طی دوره مورد مطالعه کاهش داشته است و در کنار آن موقعیت این گسل‌ها نسبت به راستای تنش بیشینه اعمال شده از سوی صفحه عربی در راستای شمال‌خاوری، صفحه اقیانوسی عمان (فرورانش مکران) در راستای شمال و صفحه هندوستان در راستای شمال‌باختر، پیوسته در حال ذخیره تنش می‌باشند. این وضعیت امکان بروز رخداد زمین‌لرزه با بزرگی بالا در این مناطق با شتاب لرزه‌ای حداکثر (9.6-10.2%g) را بسیار محتمل می‌کند.

۶- تقدیر و تشکر

از کلیه عزیزانی که در این پژوهش ما را به هر نحوی یاری رسانند سپاسگزاری می‌نمایم.

۷- مراجع

زارعی، س.، ۱۳۹۶. سازوکار مهاجرت زمین‌لرزه‌ها (مطالعه موردی: پهنه لوت در خاور ایران)، رساله دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند.

- ican, Vol. 46, No2, and PP.105-145.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H., 1979. A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- <http://irsc.ut.ac.ir>
- Jackson, J.A., Haines, J. and Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia Plate convergence in Iran. *J. Geophy. Res.*, 100, 15205-15219.
- Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009.
- Molnar, P., Dayem, K.E., 2010. Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength. *Geosphere*, 6, 444-467.
- Nalbant, S.S., Steacy, S. and McCloskey, J., 2006. Stress transfer relations among the earthquakes that occurred in Kerman province, southern Iran since 1981. *Geophysical Journal International*, 167(1), pp.309-318.
- Sahandi, M. R., et al., 1992. Geological map of the Dehsalm sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Sahandi, M.R., 1996. Geological map of the Iran-shahr sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Stein, R.S., Barka A.A., & Dieterich J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake static stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.
- Tavakoli, F., 2007. Present-Day Kinematics of the Zagros and East of Iran Faults. Ph.D. Thesis, Univ. of Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Tirrul, R., et al., 1983. "The Siestan suture zone of Ambraseys, M.M., Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes [M]. London: Cambridge University Press, 219.
- Babakhani, A.R., Kholghi, M.H., Zadekibir, H., Chandchi, M., Afsharian Zadeh, A., Jalilian, M., Etemadi, N. and Manouchehri, M., 1988. Geological map of Nakhilab (Ab-e-Sard) sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Behroozi, A., 1987. Geological map of the Narreh-Now sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Behroozi, A., Eftekhari Nezhad, J., 1995. Geological map of the Zahedan sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Das, S., & Scholz, C. H., 1981. Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(5), 1669-1675.
- Eftekhari Nezhad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82, pp.19-28.
- Eftekhari Nezhad, J., McCall, G.J.H., 1993. Geological map of the Saravan sheet. Geological Quadrangle Map of Iran, Series sheet M13, Scale 1:250000.
- Fauvelet, E., Eftekhari Nezhad, J., et al., 1991. Geological map of the Qayen sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.
- Ganas A., Gosar A. & Drakatos G., 2008. Static stress changes due to the 1998 and 2004 Krn Mountain (Slovenia) earthquakes and implications for future seismicity, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 59-66.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Earthquakes Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*



eastern Iran.” Geological Society of America Bulletin 94(1): 134-150.

Vahdati Daneshmand, F., et al., 1992. Geological map of the Birjand sheet. Geological Survey of Iran, Scale 1:250000.

Walker, R.T., Talebian, M., Sloan, R.A., Rashidi, A., Fattahi, M., and Bryant, C., 2010. Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophys. J. Int.*, 181, 221-228.

Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Wells, D. L., & Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Ward, S.N., 1998. On the consistency of earthquake moment release, and space geodetic strain: Europe. *Geophys. J. Int.*, 135, 1011-1018.

