Journal of Natural Environment Hazards
University of Sistan and Baluchestan
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

Journal of Natural Environmental Hazards, Vol.13, Issue 41, October 2024

Estimation of Suran Fault Activity in the East of Iranshahr with Morphotectonic and Seismotectonic Evidence

Akram Alizadeh[1*], Reza Khalesi[2]

1. *Corresponding Author*, Associate Professor in Tectonics, Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran
2. Master's degree in Tectonics, Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 22 May 2022
Revised: 21 April 2024
Accepted: 13 May 2024

Keywords:
Seismotectonics, morphotectonics, Active tectonics, Suran, Saravan.

ABSTRACT

The Suran region is located in the Nehbandan-Khash tectonic zone and its faults are part of the Makran active fault in southeastern Iran. The Suran fault, southwest of the Saravan fault, is inferred and parallel to the Saravan fault, which is located on the border of Baluchestan. Geomorphologic evidence such as drainage basin asymmetry, BS index, hypsometric integrals, and drainage patterns indicate high neo-tectonic activity in the region. The main faults of the region include active Quaternary faults and non-Quaternary faults, which are mostly of secondary and inactive type. Old faults in the area, which in some places are related to active Quaternary faults, are likely to be active. According to the rose diagram, the predominant trend of Quaternary and non-Quaternary faults and fractures in the region is in the direction of N100. According to the fracture intensity map drawn in GIS, and considering that in areas where the length of the fault and fracture is greater, the amount of reactivation on it increases, the places where the faults can reactivate were identified. Due to the seismicity formula obtained from the seismic data of the region and the high b-value, the crust can withstand the accumulation of stress, so the stress will be discharged at long intervals, but with more strain from the faults in the region. Therefore, a large earthquake will not occur in the area soon. Calculation of the acceleration of gravity due to active Quaternary faults to this region shows that the Suran fault with an approximate length of 52 km, if active with at least 40% of its length at a distance of 3.5 km from the center of the area, will cause the maximum horizontal acceleration the city of Suran.

Cite this article: Alizadeh, A., & Khalesi, R. (2024). Estimation of Suran Fault Activity in the East of Iranshahr with Morphotectonic and Seismotectonic Evidence. Journal of Natural Environmental Hazards, 13(41), 1-18. DOI: 10.22111/jneh.2024.42457.1903

© Akram Alizadeh.
Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2024.42457.1903

* Corresponding Author Email: ak.alizadeh@urmia.ac.ir

مخاطرات محیط طبیعی
شاپا چاپی: ۲۶۷۶-۴۳۷۷ شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۴۳۸۵
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۳، شماره ۴۱، مهر ۱۴۰۳

تخمین فعالیت گسل سوران در خاور ایرانشهر با بررسی‌های مورفوتکتونیکی و لرزه زمین‌ساختی

اکرم علیزاده[1*]، رضا خالصی[2]

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه (نویسنده مسئول)
۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۰۱

تاریخ ویرایش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۲

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۳/۰۲/۲۴

واژه‌های کلیدی:
لرزه زمین‌ساخت، ریخت زمین‌ساخت، سوران، سراوان، زاهدان.

چکیده

منطقه سوران به لحاظ زمین‌ساختی، در زون زمین‌درز سیستان واقع گردیده و گسل‌های آن، به‌عنوان بخشی از گسل‌های فعال منطقه در جنوب خاوری ایران می‌باشد. گسل سوران واقع در جنوب باختری گسل سراوان، یک گسل احتمالی و هم‌راستا با آن می‌باشد که در محدوده مرزی استان سیستان و بلوچستان قرار گرفته است. شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی نظیر: شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی، شاخص BS، انتگرال فرازنما و آبراهه‌های جوان، نشان از فعالیت نوزمین‌ساختی بالای منطقه دارند. گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل‌های فعال کواترنری و گسل‌های غیر کواترنری است که اکثراً از نوع فرعی و غیر فعال می‌باشند. گسل‌های قدیمی موجود در منطقه که در بعضی نقاط به گسل‌های فعال کواترنری مرتبط شوند، نیز احتمال فعالیت دارند. با توجه به نمودار گل سرخی رسم‌شده، روند غالب گسل‌ها و شکستگی‌های کواترنر و غیرکواترنر منطقه در راستای N۱۰۰ می‌باشد. با توجه به نقشه هم‌شدت شکستگی رسم‌شده در GIS و با نظر به این که در مناطقی که طول گسل و شدت شکستگی در حوالی آن بیشتر باشد، مقدار فعالیت مجدد روی آن افزایش می‌یابد، مکان‌هایی که احتمال فعالیت مجدد گسل‌ها وجود دارد شناسایی شدند. با توجه به فرمول لرزه‌خیزی به‌دست‌آمده از داده‌های لرزه‌ای منطقه و میزان b-value بالا، پوسته قادر به تحمل تجمع تنش بوده، بنابراین تنش با فاصله زمانی زیاد ولی با قدرت بیشتری از گسل‌های منطقه تخلیه می‌شود. محاسبه شتاب ثقل‌های وارده ناشی از گسل‌های فعال کواترنری به این منطقه نشان می‌دهد گسل سوران به طول تقریبی ۵۲ کیلومتر، در صورت فعالیت با حداقل ۴۰ درصد از طول خود در فاصله ۳,۵ کیلومتری از مرکز محدوده، بیشترین شتاب افقی را به شهر سوران وارد خواهدکرد.

استناد: علیزاده، اکرم، خالصی، رضا. (۱۴۰۳). تخمین فعالیت گسل سوران در خاور ایرانشهر با بررسی های مورفوتکتونیکی و لرزه زمینساختی. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۳(۴۱)، ۱-۱۸. DOI: 10.22111/jneh.2024.42457.1903

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

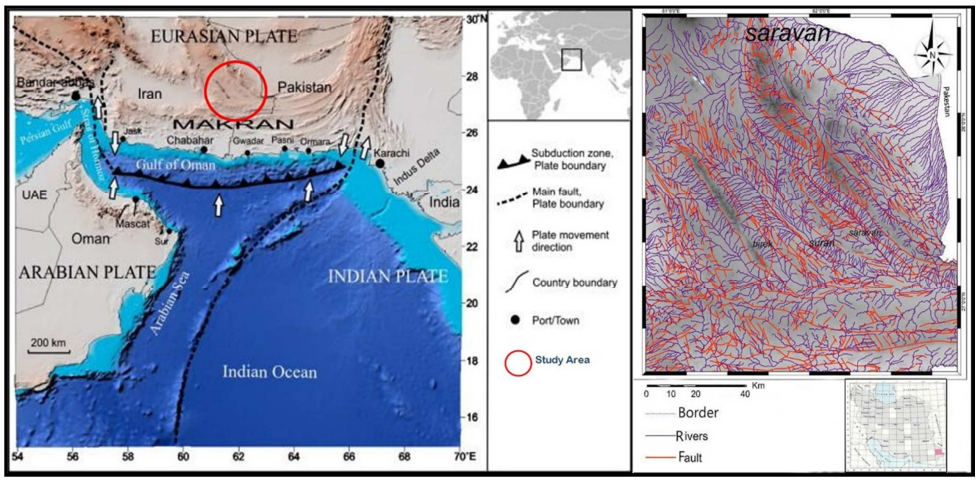
© اکرم علیزاده*، رضا خالصی.

*- اکرم علیزاده (نویسنده مسئول)

Email: ak.alizadeh@urmia.ac.ir

مقدمه

رخداد زلزله، از علایم زمین‌ساخت فعال در یک منطقه می‌باشد. به‌طورکلی دلایل وقوع زمین‌لرزه‌ها و رفتار امواج زمین‌لرزه در مکان‌های مختلف، تابعی از شرایط ایجادکننده و حاکم بر منطقه و مسیر عبور امواج از لایه‌ها و ساختارهای پیچیده زیرسطحی می‌باشد. براساس بررسی کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها و گسلش فعال در یک منطقه و پیدا کردن ارتباط آن‌ها، می‌توان به شناخت میزان لرزه‌خیزی منطقه نائل گردید (Agustawijaya et al., 2020; Hessami, 2021). منطقه مورد مطالعه در جنوب خاوری ایران، در محدوده جغرافیایی بلوچستان، خراسان، هرمزگان، پاکستان گسترده شده است (شکل ۱). این منطقه به وسیله زون سیستان، آتشفشان تفتان، زون بزمان- ارومیه دختر و سواحل دریای عمان در جنوب محدود شده است.



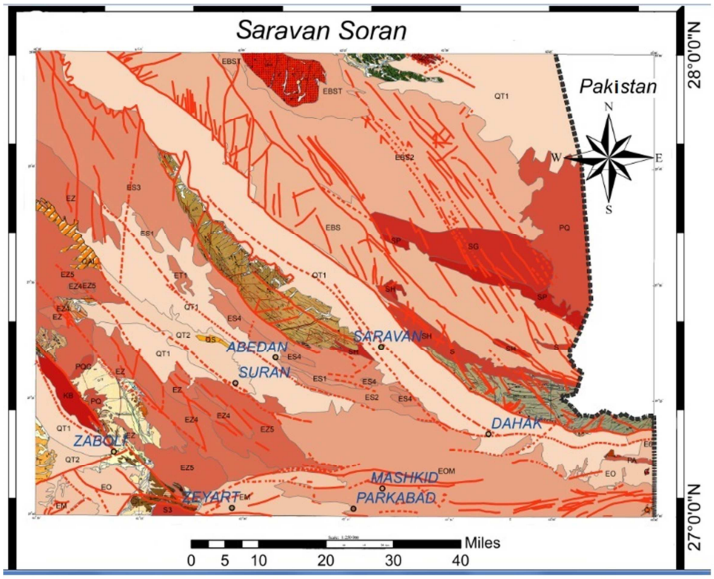
شکل ۱: موقعیت تکتونیکی منطقه مکران برگرفته از *(Shah-hosseinia et al., 2001)*

منطقه سوران، واقع در ۳۵۰ کیلومتری جنوب خاوری زاهدان در منطقه مرزی با کشور پاکستان قرار دارد که از نظر زلزله‌خیزی فعال بوده و تاکنون زلزله‌های متعددی از جمله زلزله‌های: ۱۳ خرداد ۱۳۱۳، ۱۰ اردیبهشت ۱۳۸۸ و۲۷ فروردین ۱۳۹۲ در اثر فعالیت گسل‌های منطقه در آن رخ داده است (فتوحی و پرتابیان، ۱۳۹۲؛ اسلامی و همکاران، ۱۳۹۲؛ پرتابیان و دیگران، ۱۳۹۸؛ Rajaram and Ramancharla, 2014). باتوجه به سابقه لرزه‌خیزی، منطقه دارای پتانسل لازم برای وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب می‌باشد.

داده‌ها و روش‌ها

ایالت لرزه زمین‌ساختی، پهنه‌ای است که تحت رژیم‌های ژئودینامیکی کنونی، دارای جایگاه تکتونیکی همانند و الگوی لرزه‌خیزی یکسان باشد (Ye et al., 1995). طبق تقسیم‌بندی نوگل سادات (۱۹۹۳)، منطقه سوران در مرز ایالت لرزه زمین‌ساختی مکران و لوت جنوبی واقع شده است (شکل ۱). مرز شمالی این ایالت گسل بشاگرد است که آن را از ایران مرکزی جدا می‌کند. مرز باختری آن نیز گسل زندان می‌باشد که ایالت مکران را از زاگرس جدا می‌کند. از ویژگی زمین‌لرزه‌های این ایالت ساختاری آن است که زمین‌لرزه‌ها بر روی گسل‌های خاوری - باختری با سازوکار معکوس که در پوسته قاره‌ای اتفاق افتاده، واقع شده‌اند. سازوکار این گسل‌ها فشاری است که معمولاً کم عمق نیز

هستند (Mostafazadeh, 2006; Kashani et al., 2019؛ پرتابیان و دیگران، ۱۳۹۵). آمیزه‌های رنگین، قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه را تشکیل می‌دهند که به کرتاسه فوقانی - پالئوسن تعلق دارند (افتخارنژاد و McCall، ۱۳۷۲). بر روی سازند زمین‌شناختی یادشده، رسوبات ضخیم فلیش مانند ائوسن و الیگوسن وجود دارد که تناوبی از شیل، ماسه سنگ، مارن و کنگلومرا می‌باشد. در زمان میوسن، منطقه مکران به‌صورت یک حوضه کم عمق در حال فرونشست عمل نموده و در آن تناوبی از لایه‌های مارنی شیلی و ماسه سنگ‌های آهکی، مخلوطی از سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و سنگ‌های بازیک و گدازه‌های بالشی به‌صورت آمیزه رنگی رسوبی، لایه‌های آهک ریفی، کنگلومرای هارزبورژیتی و در انتها رسوبات کم عمق دلتایی شکل گرفته است. نهشته های سطحی پلیو - پلئیستوسن بیشتر از کنگلومرا تشکیل شده که روی واحد های قدیمی تر را پوشانده است. به نظر می‌رسد که رسوب‌گذاری این نهشته‌ها، تحت تأثیر آخرین فاز کوه‌زایی آلپی و شروع حوادث جدید پاسادنین بوده است (شکل ۲). منطقه زمین-شناختی مکران به‌طورکلی فاقد هر نوع فعالیت ماگماتیسم است؛ ولی در شمال آن یک مجموعه از کوه‌های آتشفشانی مشاهده می‌گردد. این آتشفشان‌ها به‌طور تقریبی در جهت خاوری - باختری بوده و همگی طی پلیوکواترنر فعال بوده‌اند. ازنظر ترکیب شیمیایی، بیشتر گدازه‌های موجود در مجموعه فوران‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند (افتخارنژاد و McCall (۱۳۷۲).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه، برگرفته از: *افتخارنژاد و McCall (۱۳۷۲)*

گسل‌های مهم جنوب خاوری ایران

گسل سراوان

براساس مطالعات زمین‌شناسی انجام‌شده، گسل فشارشی سراوان، گسل مورب لغز معکوس با حرکت امتدادی راستگرد است که مؤلفه حرکت امتدادی آن، دارای شیب به سمت شمال می‌باشد (شکل ۳). عملکرد این گسل باعث

قطع شدگی رسوبات کواترنری شده است. طول کلی این گسل که بخش انتهایی آن وارد کشور پاکستان می‌شود، حدود ۲۷۵ کیلومتر است. گسل سراوان توسط چندین گسل کوچک‌تر عرضی - برشی که از آن جوان‌تر هستند، قطع می‌شوند (شمشکی، ۱۳۹۱). روند کلی این گسل دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری است و در محل روستای دهک و در جنوب شرق سراوان، به‌تدریج روند خاوری - باختری می‌یابد و تا مرز پاکستان و درنهایت داخل این کشور امتداد پیدا می‌کند (Jami et al., 2013; Houshmand Viki et al., 2015; Habibi Mood et al., 2016).

گسل بم‌پشت

گسل بم‌پشت گسلی با روند خاوری - باختری می‌باشد که درازای آن در خاک ایران 170 کیلومتر است. این گسل منفرد نبوده و در راستای خود، به شکل یک زون گسلی عمل کرده است. گسل بم‌پشت از گسل‌های معکوس بزرگ زاویه است که توسط تعداد زیادی از گسل‌های برشی - عرضی جابه‌جا شده است. در منطقه ساختاری مکران، این گسل خط تقسیم بین نهشته‌های سنگی با سن الیگوسن زیرین و بالایی از یکدیگر به‌شمار می‌آید (شمشکی، ۱۳۹۱).

گسل بیرک

این گسل که دامنه جنوبی کوه‌های بیرک (در شمال باختر شهرستان مهرستان) را محدود می‌کند یکی از روراندگی-های اصلی حوضه می‌باشد که بالغ بر 100 کیلومتر درازا دارد و آخرین فعالیت آن در دوران کواترنر بوده و از این جهت جزو گسل‌های فعال و به احتمال لرزه‌زا محسوب می‌گردد. گسل بیرک از دو قطعه گسلی با امتدادهای مختلف تشکیل شده است. این گسل دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری می‌باشد که نیمه شمالی آن دارای شیب بیشتر و نیمه جنوبی آن شیب کمتری دارد و در واقع این دو قطعه، دو گسل مزدوج می‌باشند (موسوی، ۱۳۸۸).

گسل دامن

گسل دامن گسلی است با سازوکار فشاری و روند شمال باختری - جنوب خاوری که درازایی حدود 100 کیلومتر داشته و از گسل‌های بنیادی منطقه است که در شمال ایرانشهر سبب پیدایش دو زون متفاوت زمین‌ساختی شده است. شیب این گسل به سمت جنوب باختری می‌باشد.

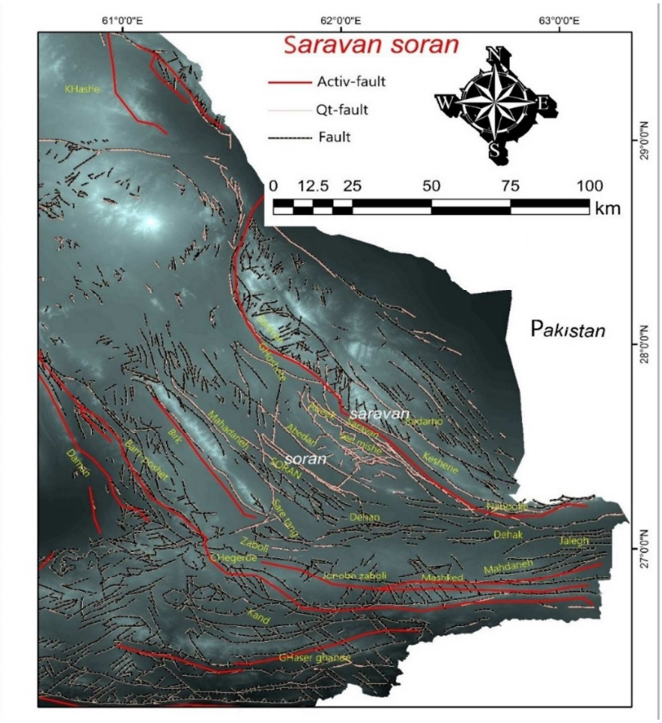
گسل دهک

گسل فشاری دهک، گسل مورب لغز معکوس با حرکت امتدادی راستگرد می‌باشد. روند کلی این گسل دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری بوده که در جنوب دهک به روند خاوری - باختری تغییر می‌یابد. بر اثر عملکرد این گسل طبقات سنگی واحد فلیشی سراوان که کوه‌های دور بُن جبهه آن را تشکیل داده‌اند، بر روی دشت روتک رانده شده‌اند. محدوده تقاطع این گسل با مسیر خط انتقال در رسوبات کواترنری و حوالی آبادی عابدان می‌باشد (شمشکی، ۱۳۹۱).

گسل آبیک

این گسل در گروه گسل‌های برشی - عرضی که حرکت عمده آنها به‌صورت امتدادی است قرار می‌گیرد. مؤلفه حرکتی شناخته‌شده این گسل راستگرد و دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری می‌باشد. در حدفاصل تاقدیس کتمیر و ناودیس بادامو عمل کرده است که در نتیجه آن، ناودیس بادامو به‌صورت واحدهای ماسه سنگی مرتفعی در آمده است. طول این گسل به‌طورکلی 68 کیلومتر است و توسط تعدادی از شاخه‌های فرعی و وابسته به خود دارای قطع شدگی-

هایی در بخش‌های انتهای آن است (شمشکی، ۱۳۹۱). بر اثر عملکرد این گسل طبقات به شدت چین خورده فلیشی واحد سراوان دچار خرد شدگی و جابه‌جایی‌های راستگرد شده‌اند که برخی از این جابه‌جایی‌ها بر روی زمین و عکس-های هوایی نیز قابل ردیابی است و تقریباً در فاصله 17 کیلومتری شمال سراوان قراردارد. زمین‌لرزه بزرگ قرن حاضر در سال ۱۳۱۳ و با بزرگی ۶، در حوالی این گسل اتفاق افتاده که تأثیراتی بر این منطقه گذاشته است. ازجمله این تأثیرات می‌توان به تغییر مسیر جریان آب‌های زیرزمینی، خشک شدن رشته‌های قنات‌های قدیمی و برعکس افزایش آب چشمه‌ها و برخی از قنات‌ها در منطقه اشاره نمود.



شکل ۳: نقشه گسلهای جنوب خاوری ایران، محدوده سراوان

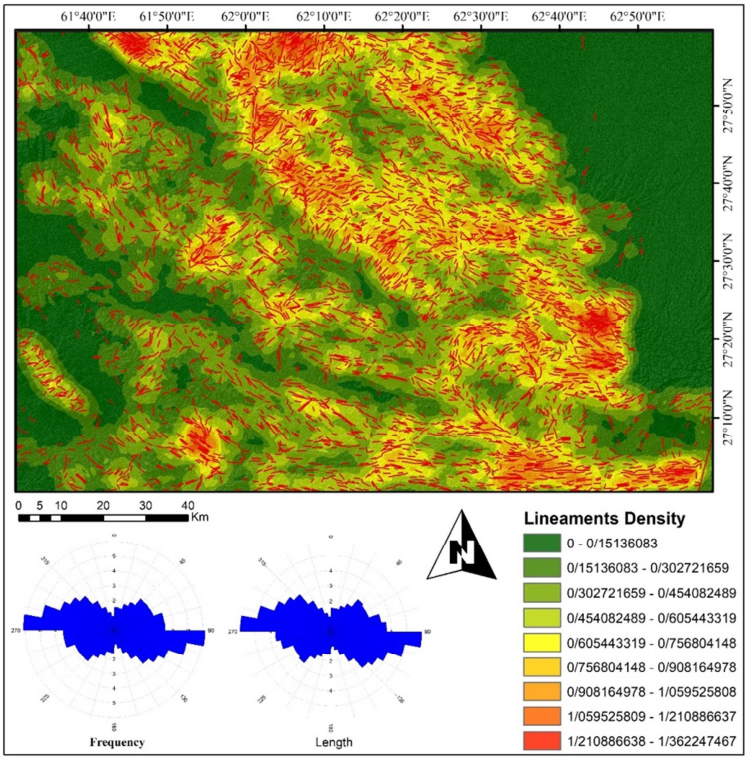
گسل ناهوک

از ساز و کار این گسل اطلاعات دقیقی در دست نیست؛ اما به‌دلیل نزدیکی آن به گسل سراوان و داشتن امتدادی مشابه با آن و جابه‌جا شدن‌های پی در پی توسط گسل‌های مزدوج برشی عرضی، به احتمال زیاد از نوع گسل‌های معکوس بزرگ زاویه است و شیبی به سوی شمال خاوری دارد. روند کلی این گسل شمال باختری - جنوب خاوری است. درازای کلی گسل ناهوک حدود 105 کیلومتر می‌باشد و زمین لرزه سال 1983 با بزرگی ۷/۳ریشتر، در حوالی این گسل (بخش شمالی آن) رخ داده است.

بررسی شکستگی‌های منطقه

منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت خاص زمین‌ساختی به شدت خرد شده است و در واقع بیشترین دگریختی در آن به‌صورت شکستگی تظاهر کرده است. با مقایسه روندهای غالب شکستگی‌های منطقه با استفاده از دیاگرام‌های

گل سرخی رسم‌شده از شکستگی‌های کواترنر و غیرکواترنری در محدوده مورد مطالعه، ملاحظه می‌شود که روند غالب 100 درجه در گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه وجود دارد. اگر روند غالب، روند اصلی و فعلی درنظر گرفته شود، سایر روندهای موجود در منطقه در واقع وابسته به این روند کلی هستند و شاخه‌های فرعی این روند محسوب می‌شوند (شکل ۴).



شکل ۴: نقشه گسل‌ها و شکستگی‌ها در محیط GIS دیاگرام گل سرخی مربوط به گسل‌ها و شکستگی‌ها

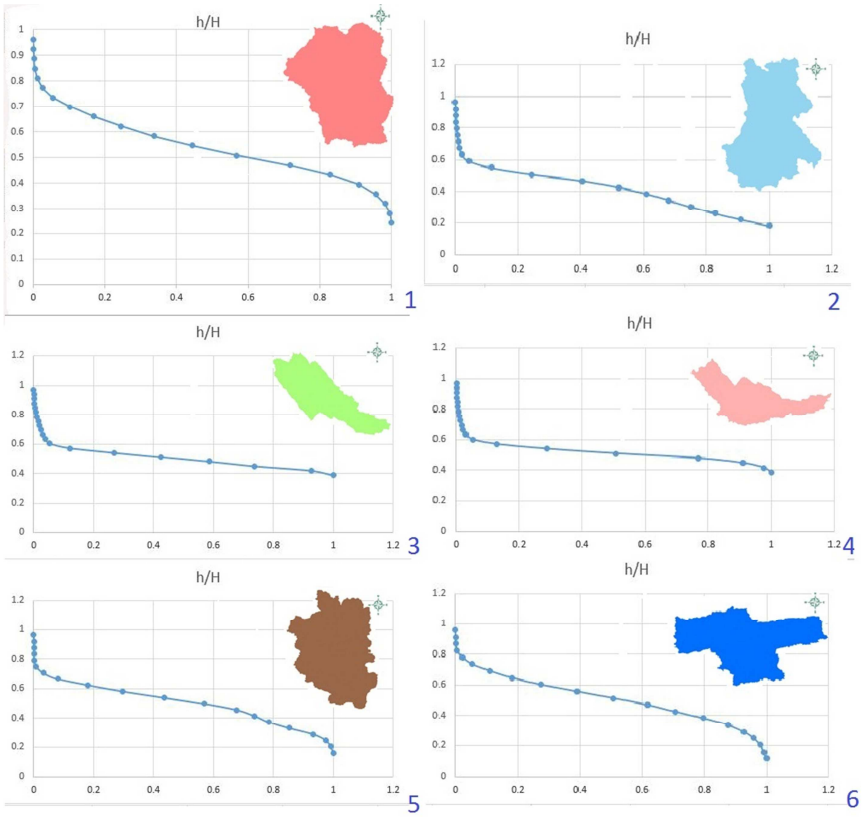
نشانگرهای کمّی ژئومورفولوژیکی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی (شاخص‌های مورفومتری)

شاخص‌های ژئومورفیک در ارزیابی زمین‌ساخت فعال یک منطقه، نقش اساسی دارند؛ زیرا قادر به رمزگشایی پاسخ ریخت‌زمین، به فرآیندهای تکتونیکی تغییر شکل‌دهنده فعال هستند که به‌طور گسترده‌ای به‌عنوان ابزار شناسایی و تفکیک مناطق فعال و غیرفعال استفاده می‌شوند (Keller and pinter 2002). به منظور ارزیابی فعالیت‌های نوزمین-ساختی در این منطقه، چندین شاخص مورفومتریک مورد بررسی قرار گرفته است.

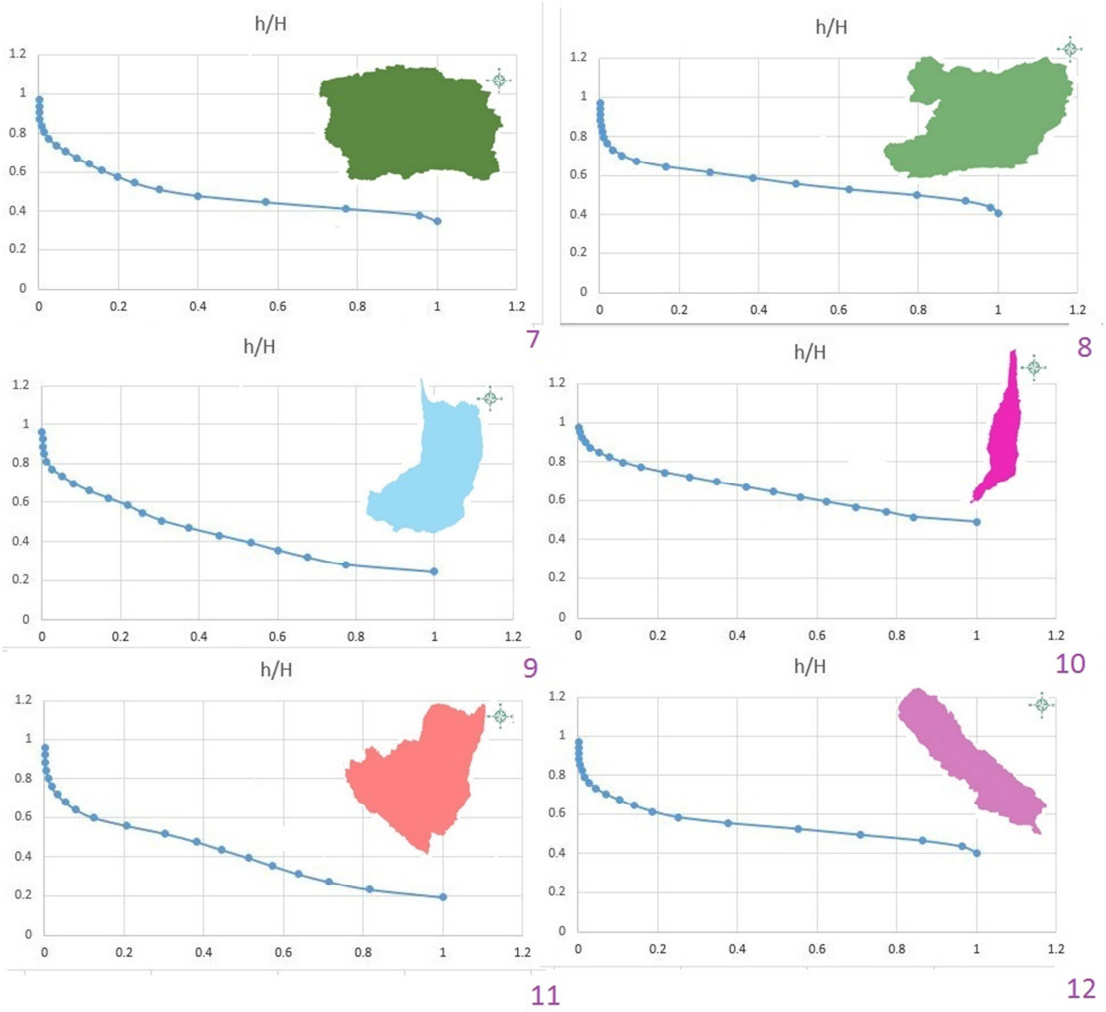
منحنی هیپسومتریک یا انتگرال فرازنما

منحنی‌های هیپسومتری با نشان دادن ارتفاع کلی حوضه (ارتفاع نسبی) در برابر مساحت کلی حوضه (مساحت نسبی) در یک نمودار به‌دست می‌آیند. تجزیه تحلیل سطوح ارتفاعی از طریق محاسبه انتگرال فرازنما یکی از راه‌های شناخت میزان فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های زهکشی به‌شمار می‌آید. انتگرال فرازنما یک حوضه به‌وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود.

مقادیر بالای انتگرال هیپسومتریک نشانگر آن است که اغلب، توپوگرافی بالاتر از حد میانگین می‌باشند، مانند یک سطح برجستگی ملایم که توسط رودخانه‌های پرشیب بریده شده‌اند. مقادیر متوسط تا کوچک انتگرال‌ها نیز در ارتباط با حوضه‌های زهکشی رایج‌تر هستند. ارتباط بین انتگرال هیپسومتریک و درجه بریدگی این اجازه را می‌دهد تا از آن به‌عنوان یک نشانگر برای مرحله یک پدیده در چرخه فرسایشی استفاده گردد. چرخه فرسایشی تکامل تئوریکی پدیده‌ها را در چندین مرحله توصیف می‌کند: مرحله جوان که از ویژگی‌های آن برجستگی‌های خشن و بریدگی‌های پر شیب می‌باشد؛ یک مرحله بلوغ که در آن، بسیاری از فرآیندهای ژئومورفیک به‌صورت تقریباً متعادل عمل می‌کنند و یک مرحله پیری که با خصوصیت‌هایی همچون یک سطح نزدیک به پایه با برجستگی ملایم مشخص می‌شود. یک انتگرال هیپسومتریک نشان‌دهنده یک توپوگرافی جوان است. مقادیر متوسط انتگرال هیپسومتریک و منحنی‌های هیپسومتریک با شکل سیگموئیدی نشانگر یک مرحله بلوغ می‌باشند. تکامل بیشتر تا مرحله پیری مقادیر انتگرال را تغییر نخواهد داد، مگر اینکه آثار فرسایشی ثابت هنوز باقی مانده باشند (اشکال ۵ و ۶).



شکل ۵: نمودار هیپسومتری حوضه ۱: نشان‌دهنده‌ی یک فاز بلوغ می‌باشد. در انتهای منحنی در فاصله کوتاهی، منحنی با شیب زیادی پایین می‌آید و در نتیجه تجدید جوانی و عملکرد گسل اطراف می‌باشد، حوضه فعال می‌باشد؛ حوضه ۲: نرخ فعالیت تکتونیکی در این حوضه ملایم بوده و بین نیروهای تکتونیکی که سبب بالا آمدگی سطح زمین می‌شوند و فرآیندهای فرسایشی که سبب ازبین‌رفتن ارتفاعات می‌شود، تعادل و توازن برقرار است (نیمه فعال تا فرسایشی)؛ حوضه ۳ و ۴: در حالت ملایم می‌باشد حوضه به‌صورت نیمه‌فعال؛ حوضه ۵: دارای فعالیت تکتونیکی فعال می‌باشد و نیروهای تکتونیکی بر فرآیند فرسایش غلبه دارند؛ حوضه ۶: دارای فعالیت تکتونیکی فعال می‌باشد و نیروهای تکتونیکی بر فرآیند فرسایش غلبه دارند.



شکل ۶: نمودار هیپسومتری حوضه۷ و ۸ و ۹: در حالت ملایم، فعال و غیرفعال می‌باشد؛ حوضه ۱۰: دارای فعالیت تکتونیکی فعال می باشد و نیروهای تکتونیکی بر فرآیند فرسایش غلبه دارند؛ حوضه ۱۱: در حالت ملایم تا غیرفعال و فرسایشی می‌باشد و حوضه ۱۲، نیمه فعال می‌باشد.

با یک بررسی اجمالی منحنی‌های ترسیم‌شده می‌توان حوضه‌های موجود در منطقه را از نظر بالاآمدگی و فرسایش به صورت زیر به انواع فعال، نیمه‌فعال و غیرفعال طبقه‌بندی کرد (شکل ۷).



شکل ۷: نقشه حوضه‌های زهکشی محدوده، آبراهه‌های اصلی

با توجه به جدول طبقه‌بندی حوضه‌ها مشخص می‌شود که بیشتر در منطقه حوضه‌ها حالت نیمه‌فعال دارند و یک نوع تعادل بین بالاآمدگی در منطقه و فرسایش وجود دارد. از بین این ۱۲ حوضه، شماره ۱ بیشترین فعالیت را نشان می‌دهد. در یک نتیجه‌گیری کلی از این منحنی‌ها می‌توان بیان کرد که میزان بالاآمدگی در منطقه کم می‌باشد. اگر این نتیجه به حرکت گسل سوران تعمیم داده شود، می‌توان گفت که فعالیت بالاآمدگی در گسل یعنی حرکات عمودی (معکوس یا راندگی) در مقایسه با میزان فرسایش منطقه کم می‌باشد، یا اینکه لیتولوژی منطقه سست بوده و در معرض فرسایش شدید می‌باشد.

نسبت شکل حوضه زهکشی

حوضه‌های فعال زمین‌ساختی شکل کشیده‌ای دارند؛ اما شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان فراخاست، به تدریج دایره‌ای می‌شود (Burbank and Anderson, 2001). طرح افقی شکل حوضه به‌وسیله نسبت کشیدگی آن به شکل زیر توصیف می‌شود (Ramirez Herrera, 1998):

$$BS=BL/BW$$

BS: شاخص شکل حوضه

BL: طول حوضه اندازه‌گیری‌شده از سرچشمه تا دهانه است (طول بالاترین و پایین‌ترین ارتفاع حوضه)

BW: پهنای حوضه که در پهن‌ترین نقطه آن اندازه‌گیری می‌شود.

مقادیر بالای شاخص BS مربوط به حوضه‌های کشیده در نواحی با فعالیت‌های زمین‌ساختی فعال می‌باشد. حوضه‌های فعال تکتونیکی، شکل کشیده‌ای دارند. درحالی‌که مقادیر پایین این شاخص، بیشتر حوضه‌های دایره‌ای شکل نواحی با فعالیت با فعالیت‌های زمین‌ساختی کم (غیرفعال) را نشان می‌دهد. شکل حوضه در طول زمان با توقّف میزان

بالاآمدگی، به تدریج دایره می‌شود. مقادیر بالای این شاخص مشخص‌کننده مناطق فعال زمین‌ساختی است؛ درحالی‌که مقادیر کوچک آن در حوضه‌های دایره‌ای شکل نواحی غیرفعال را نشان می‌دهد (Burbank and Anderson, 2001). زمانی که فعالیت زمین‌ساختی کم یا متوقّف می‌شود، عریض‌شدگی رخ می‌دهد و زمانی که پیشانی کوهستانی سریع بالا می‌آیند، حوضه‌های کشیده و تند را ایجاد می‌کنند (Dehbozorgi et al., 2010). فراخاست‌های سریع جبهه‌های کوهستانی، حوضه‌های کشیده و تندی را تولید می‌کند و هنگامی که فعالیت‌های زمین‌ساختی کاهش یابند یا متوقف شوند، پهن‌شدگی حوضه رخ می‌دهد (Ramirez Herrera, 1998).

حوضه شماره ۱۰ (۶,۲۵) و حوضه شماره ۱۲ (۴,۱۸) به‌دلیل طویل بودن، بیشترین مقدار شاخص BS را به خود اختصاص داده است، جزء کلاس یک و از حوضه‌های فعال محسوب می‌شوند. حوضه ۳ جز حوضه‌های کلاس۲ و حوضه نیمه‌فعال محسوب می‌شود و بقیه حوضه‌ها براساس شاخص به‌دست‌آمده جزء حوضه‌های کم فعال یا غیرفعال محسوب می‌شوند (جداول ۱ و ۲).

جدول ۱: براساس طبقه‌بندی El Hamdouni و همکاران (۲۰۰۸)، مقدار شاخص BS برای حوضه‌ها

BS>4	BS=3.4	BS<3
کلاس۱	کلاس۲	کلاس۳
حوضه فعال	حوضه نیمه‌فعال	حوضه غیرفعال

جدول ۲: میزان شاخص BS

BS	BW	BL	Basin
۱,۲۹	۵۷	۷۴	۱
۲,۲۹	۶۱	۱۴۰	۲
۳,۳۰	۴۶	۱۵۲	۳
۲,۹۷	۴۹	۱۴۶	۴
۱,۵۰	۶۳	۹۵	۵
۲,۲۷	۷۳	۱۶۶	۶
۱,۷۷	۳۶	۶۴	۷
۲,۱۰	۴۷	۹۹	۸
۲,۵۶	۳۹	۱۰۰	۹
۶,۲۵	۱۲	۷۵	۱۰
۱,۷۴	۵۱	۸۹	۱۱
۴,۱۸	۲۷	۱۱۳	۱۲

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی

شاخص A_f نیز نظیر بیشتر شاخص‌های ژئومورفیک، در مناطقی بهترین کارکرد را دارد که نوع سنگ‌ها یکسان باشد. در این روش، فرض بر این است که نه کنترل‌های لیتولوژیکی (نظیر لایه‌های رسوبی شیب‌دار) باعث عدم تقارن شده‌اند و نه اقلیم محلی (نظیر تفاوت‌های نمو گیاهی در دامنه‌های شمالی و جنوبی).

شاخص عدم تقارن آبراهه با رابطه زیر تعریف شده است:

$$A_f = 100(Ar/At)$$

در این رابطه A_f: شاخص عدم تقارن آبراهه؛ Ar: مساحت حوضه در برگیرنده زهکش‌های فرعی در سمت راست آبراهه اصلی و At: مساحت کل حوضه زهکشی است. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی A_f به کج‌شدگی زمین بر اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی دلالت دارد. اگر مقدار عددی این شاخص حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن در دو سمت

آبراهه اصلی و در نتیجه عدم فعالیت تکتونیکی است. اگر مقدار عددی به‌دست‌آمده شاخص A_f بزرگ‌تر از ۵۰ باشد، بیانگر بالاآمدگی در سمت راست آبراهه اصلی است و اگر میزان شاخص کوچک‌تر از ۵۰ باشد، بیانگر بالاآمدگی در سمت چپ آبراهه اصلی است. نتایج محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی برای منطقه مورد مطالعه در جدول ۳ آورده شده است.

جدول ۳: نتایج محاسبات شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی در 12 حوضه

Basin	Ar (m^2)	At (m^2)	A_f
1	1198.32637	۳۰۳٤,۷۲۲٦٤	39.48
2	۳٦٦٤,۷۸۱۰۷	۹۲٦٤,٥۳۲٦٦	39.55
3	۲۲۲۱,۳۲۲۷٤	٤۹٥۲,۲٥۲٥٤	44.85
4	۲۷٤۸,٤۳۸۳۹	٤٤۸۷,۱۹٤۰۳	61.25
5	۱۸۷۰,۹٦۲۸۸	٤۰۲۹,۰۸۳٥٥	46.43
6	1707.33242	۷۹۲۱,٥۷٥۲	21.55
7	۷۲۷,۲٤٦۳	۱۹٦۷,۳٤٤۹۷	36.96
8	۲۱۱۲,۰۱۹۳۷	۳۸٦۹,٦٥٤۸۹	54.57
9	۱٤۱٤,۲٥٥۹۸	٤۲٦٦,۰۷٤۹٦	33.15
10	۱۲۳,۲٥۲۳۷٦	٦۱۰,۰٦۱۰۱	20.20
11	۱۳۹۹,۷۰٥۳۷	٤۰۲٥,٤۱۰۹٦	34.77
12	۹۳٦,۷۳۸۱۰۷	۲٤٥۲,۱۹۸۹۱	38.19

همان‌طورکه نتایج جدول ۳ نشان می‌دهد، بیشترین عدم تقارن متعلق به حوضه‌های ۳،۴،۵،۶،۱۰ می‌باشد که دارای کج‌شدگی و حوضه‌های فعال می‌باشند (جدول ۴).

جدول ۴: کلاس شاخص A_f براساس تقسیم‌بندی El Hamdouni و همکاران (۲۰۰۸)

AF-50≥15	AF-50=7-15	AF-50≤7
کلاس۱	کلاس۲	کلاس۳
فعال	نیمه‌فعال	غیرفعال

نتایج و بحث

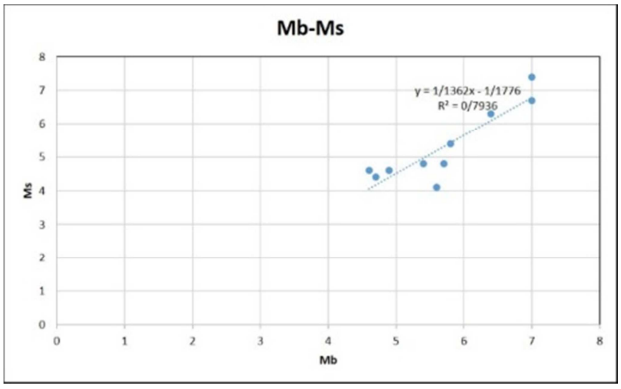
تحلیل آماری لرزه زمین‌ساخت منطقه

در راستای برآورد پتانسیل لرزه‌خیزی گستره و محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، زمین‌لرزه‌های رخداده مورد پردازش آماری قرار می‌گیرند. جهت ارزیابی این پارامترها لازم است تا اطلاعات لرزه‌ای شامل زلزله‌های تاریخی و دستگاهی در محدوده مورد مطالعه جمع‌آوری و به دقت تصحیح گردد. برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی، تهیه کاتالوگی مشتمل بر اطلاعات زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از منابع مختلف و سپس اعمال برخی اصول کلی ازجمله اصول منطقه، انتخاب حد بالا و پایین بزرگی و در برخی موارد حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ها، لازم است.

داده‌های لرزه‌ای کشور ایران در درجه اول بر حسب بزرگای Mb و پس از آن بر حسب Ms بیان شده‌اند و ازآنجا که اغلب محاسبات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه بر اساس بزرگای Ms انجام می‌گیرد و فهرست زمین‌لرزه‌ها برای این بزرگا کامل نمی‌باشد، لازم است تا با به‌دست آوردن رابطه‌ای مناسب بین بزرگای Ms و mb این داده‌ها تکمیل گردد (Ms در محدوده با بزرگای بیش از ۶ تا کمتر از ۸ با Mw برابر می‌باشد). معمول است تا با گردآوری داده‌هایی که

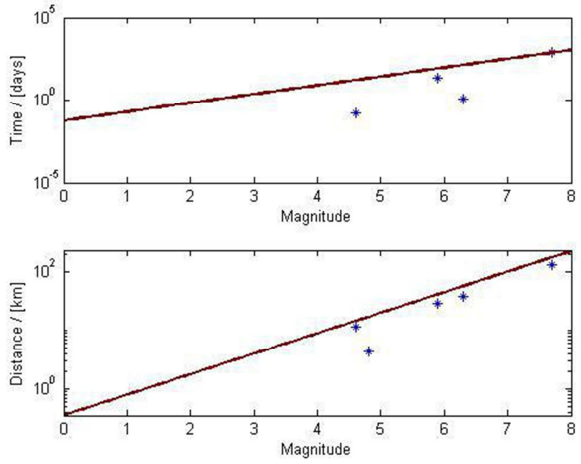
برای آنها هر دو بزرگای Ms و Mb اعلام شده و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا و به‌دست آوردن بهترین خط، با به کارگیری روش آماری کمترین مربعات، رابطه‌ای خطی بین این دو بزرگا به‌دست آید. رابطه بزرگای Mb و Ms برای داده‌های منطقه مورد مطالعه (رابطه ۱) با ضریب همبستگی ۷۹ درصد بدین صورت به‌دست آمده است (شکل ۸):

$$Ms= 1/136\ Mb -1/177 \quad (۱)$$



شکل ۸: نمودار برازش خطی رابطه Mb-Ms برای داده‌های منطقه مورد مطالعه

ازآنجا که در بررسی‌های آماری مربوط به زمین‌لرزه‌ها همچون محاسبه ضریب لرزه‌خیزی، توزیع زمین‌لرزه‌ها یک توزیع پوآسونی درنظر گرفته می‌شود که در آن مفروض است، رویدادها مستقل از همدیگر هستند. بنابراین بایستی رویدادهای وابسته از کاتالوگ لرزه‌ای حذف گردد. نرم‌افزار Z map نمودارهای توزیع حذف مکانی و زمانی را به‌صورت شکل ۹ نشان می‌دهد.



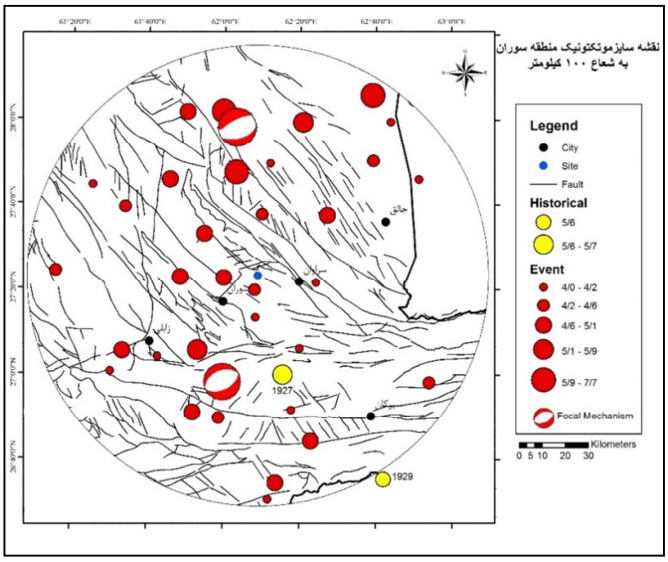
شکل ۹: نمودار پنجره دیکلاستر کردن داده‌های لرزه‌ای

بررسی توزیع زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها

با بررسی توزیع زمانی زلزله‌های رخداده در منطقه سوران، معلوم گردید که بیشترین تمرکز زمین‌لرزه‌های رخداده در بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۱ و کمترین آن‌ها در بین سال‌های ۱۹۲۰ تا ۱۹۷۰ بوده است. نمودار وقوع زمین‌لرزه‌ها

در ساعات مختلف روز نیز نشان‌دهنده تمرکز زمین‌لرزه‌ها در ساعت ۳ بامداد و ۱۵ تا ۱۹ عصر می‌باشد. نمودار فراوانی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها بیانگر کم عمق بودن اغلب زمین‌لرزه‌های منطقه است. کمترین عمق ۵ کیلومتر و بیشترین عمق کانونی ۱۰۰ کیلومتر می‌باشد.

نقشه روی مرکز زمین‌لرزه‌های رخداده در منطقه (شکل ۱۰)، نشانگر تمرکز بیشتر زمین‌لرزه‌ها در شمال و شمال‌خاوری مطابق با گسل‌های فعال منطقه است. بررسی پراکندگی زمین‌لرزه‌های محدوده مطالعاتی نشان می‌دهد سرچشمه‌های لرزه‌ای در اغلب بخش‌های این محدوده از روندهای گسلی پیروی می‌کنند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: نقشه لرزه زمین‌ساختی منطقه سوران به شعاع ۱۰۰ کیلومتر

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی به روش گوتنبرگ - ریشتر

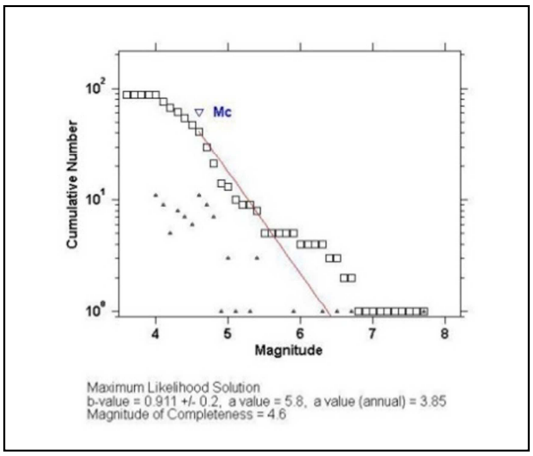
گوتنبرگ و ریشتر در سال ۱۹۹۴ دریافتند که چه در گستره زلزله‌خیز جهانی یکجا و چه در یک گستره محدود، وفور زمین‌لرزه‌ها با تغییر یک واحد از درجه رقمی بزرگی، هشت یا ده برابر تغییر می‌نماید. با این دریافت برای نشان دادن چنین وابستگی الگویی به شکل $N=10^{a-bm}$ پیشنهاد نمودند (رابطه ۲). در عمل این رابطه به‌گونه خطی زیر معرفی شد:

$$LogN = a - bM \qquad (۲)$$

که درآن N فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگی M یا بیشتر در یک بازه زمانی و مکانی ویژه است. ضرایب a ,b (a>0, b>0) پارامترهای لرزه‌خیزی هستند، به نحوی که a را به ویژگی‌های زمین‌ساختی ناحیه مرتبط می‌دانند و b شیب خط در نمودار Log N است. ضریب‌های a و b دارای ارزش کاربردی و به ترتیب معرف لرزه‌خیزی و ویژگی‌های بروز زمین‌لرزه در آن گستره محسوب می‌شوند. به‌ویژه در محاسبه خطر و خطرپذیری لرزه‌ای ضریب b یکی از پارامترهای بنیادی می‌باشد. چنان که یک مقدار بزرگ‌تر b در مقایسه بدین معنی است که کسر کوچک‌تری از کل زمین‌لرزه‌های

روی‌داده در آن گستره، دارای بزرگی بیشتری بوده‌اند و برعکس. به‌عبارت‌دیگر، هرچه مقدار b کوچک‌تر باشد، نمایانگر تعداد کمتر زلزله‌های با بزرگی بیشتر در آن ناحیه است. به همین دلیل تعیین مقدار b در تحلیل خطر لرزه-ای از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. پارامتر b را ضریب لرزه‌خیزی منطقه نیز می‌گویند. فرمول لرزه‌خیزی منطقه با محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی (رابطه ۳) به‌صورت زیر به‌دست آمد (شکل ۱۱):

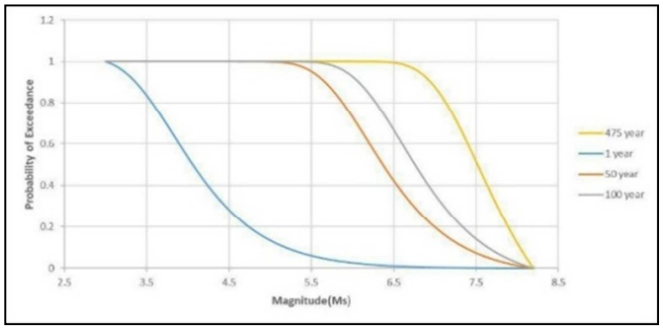
$$Log(N)= 5/8 – 0/911 (Ms) \quad (۳)$$



شکل ۱۱: نمودار لگاریتمی فراوانی تجمعی بزرگای زلزله جهت به‌دست آوردن پارامترهای لرزه‌خیزی

تحلیل دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها

در این پژوهش امکان رویداد زلزله توسط نرم‌افزار Kijiko رسم گردید. احتمال رویداد زلزله در بازه‌های زمانی ۱ سال، ۵۰ سال، ۱۰۰ سال و ۴۷۵ سال بررسی شد که طبق نمودار به‌دست‌آمده، برای منطقه سوران احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۲٫۵ تا ۳٫۵ ریشتر در ۱ سال آینده و احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۳٫۵ تا ۵٫۵ ریشتر در ۵۰ سال آینده و احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۵٫۵ تا ۵٫۸ در ۱۰۰ سال آینده و در آخر احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۵٫۸ تا ۷ ریشتر در ۴۷۵ سال دیگر صد درصد است (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. احتمال رویداد زمین‌لرزه در منطقه مورد مطالعه

توان لرزه‌زایی و شتاب افقی حاصل از حرکت گسل‌های منطقه

دستورهای تجربی گوناگونی در پیوند میان گسلش زمین‌لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد که در این مطالعه برای برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه سوران و مناطق پیرامون آن، از فرمول‌های تجربی نوروزی، مهاجر اشجعی- نوروزی، ولز و کوپراسمیت و امبرسیز و ملویل استفاده شده است (جدول ۵).

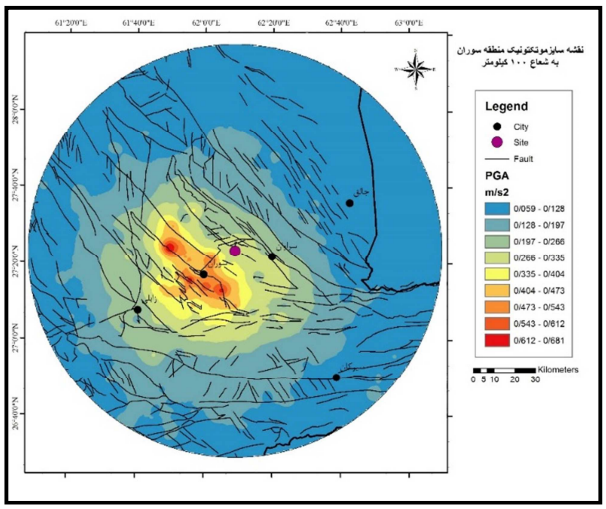
جدول ۵: روابط تجربی مورد استفاده جهت محاسبه توان لرزه‌زایی و بیشینه شتاب افقی زمین

فرمول‌های شتاب افقی بیشینه		فرمول‌های تجربی توان لرزه‌زایی		
روشندل- نعمت	$Y= 5/2 \exp(0/8 M)/(R+40)^{2}$	دستور تجربی امبرسیز ملویل	L(km)	Ms=5.4+Log L
		دستور تجربی نوروزی- مهاجر اشجعی	L(km)	Ms=Log(LR)+5.4
دمز- مور	$Y= 1/080 \exp(0/5 M)/(R+25)^{1/32}$	دستور تجربی نوروزی	L(m)	Ms=1.259+1.244LogL
		دستور تجربی ولز و کوپر اسمیت	L(km)	Ms=5+1.16LogL

در طراحی سازه‌ها در مقابل زلزله، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه از اهمیت زیادی برخوردار است. ازآنجاکه ساختمان‌ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زلزله را به راحتی تحمل می‌کنند، در این گونه بررسی‌ها شتاب افقی حرکت زمین حائز اهمیت است. جنبش‌های شدید زمین‌لرزه با دوری از گسله‌های فعال کاهش پیدا می-کند و رابطه‌های آزمایشی گوناگونی در سراسر کشورهای لرزه‌خیز جهان در این زمینه پیشنهاد شده است. پس از بررسی دقیق لرزه زمین‌ساخت هر گسل فعال، حداکثر توان‌لرزه‌زایی گسل شناخته و محاسبه گردید تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به‌وجودآمده از جنبش گسل به ساختگاه، پیش‌بینی گردد (جدول ۶؛ شکل ۱۳).

جدول ۶: محاسبه توان لرزه‌زایی و شتاب افقی بیشینه ده گسل بزرگ محدوده

شماره گسل	طول گسیختگی (Km)	فاصله از سایت	توان لرزه‌زایی					شتاب افقی بیشینه		
			N	A-M	V-C	A-N	Ms	D-M	R-N	PGA
1	35/76	72/806	6/92	6/95	6/8	6/95	6/91	0/13	0/05	0/09
2	30/3	79/511	6/83	6/88	6/72	6/88	6/83	0/12	0/04	0/08
3	29/64	99/69	6/82	6/87	6/71	6/87	6/82	0/09	0/03	0/06
4	27/76	61/719	6/78	6/84	6/67	6/84	6/79	0/15	0/06	0/1
5	25/8	105/701	6/75	6/81	6/64	6/81	6/75	0/089	0/03	0/06
6	25/78	58/306	6/75	6/81	6/64	6/81	6/75	0/16	0/06	0/11
7	25/36	51/923	6/74	6/8	6/63	6/8	6/74	0/17	0/07	0/12
8	24/89	45/13	6/73	6/8	6/62	6/8	6/73	0/19	0/09	0/14
9	24/88	76/369	6/73	6/79	6/62	6/8	6/73	0/12	0/05	0/08
10	24/67	88/794	6/72	6/79	6/61	6/79	6/73	0/1	0/04	0/07



شکل ۱۳: نقشه هم شدت شتاب افقی زمین در منطقه سوران به شعاع ۱۰۰ کیلومتر

نتیجه گیری

این پژوهش با هدف بررسی‌های نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی سوران در جنوب خاوری ایران انجام گرفت و در این راستا نتایج زیر حاصل گردید:

علایم ریخت زمین‌شناسی ازجمله: حوضه زهکشی، آبراهه‌های جوان، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی که در بررسی‌های تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مشاهده شد، نشان از فعالیت نوزمین‌ساختی بالای منطقه می‌باشد. نتایج بررسی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی نشانگر حداکثر میزان بی‌تقارنی حوضه‌ها در شمال و جنوب خاور و مرکز منطقه و میزان فعالیت نسبتاً بالا در مرکز محدوده یعنی در موقعیت شهر سوران می‌باشد. همچنین این نتایج بیانگر حداقل فرایش زمین و بی‌تقارنی در حوضه‌های محدوده است. بیشترین عدم تقارن متعلق به حوضه‌های ۳، ۴، ۵، ۶، ۱۰ می‌باشد که دارای کج‌شدگی و فعالیت نوزمین‌ساختی می‌باشند. حوضه شماره ۱۰ (۶,۲۵) و حوضه شماره۱۲ (۴,۱۸) به‌دلیل طویل بودن، بیشترین مقدار شاخص BS را به خود اختصاص داده است، جزء کلاس یک و از حوضه‌های فعال محسوب می‌شوند. حوضه ۳ جز حوضه‌های کلاس ۲ و حوضه نیمه‌فعال محسوب می‌شود و بقیه حوضه‌ها براساس شاخص به‌دست‌آمده جزء حوضه‌های کم فعال یا غیرفعال محسوب می‌شوند.

با توجه به نمودار گل‌سرخی رسم‌شده توسط GIS دو روند غالب N100 درجه در گسل‌ها و شکستگی‌های کواترنر و غیرکواترنر منطقه وجود دارد. گسل‌ها و شکستگی‌های قدیمی به خودی خود امکان تجدید فعالیت کمتری دارند؛ زیرا چشمه به‌وجودآورنده آن‌ها تغییر نموده است، ولی احتمال گسلش جدید در منطقه وجود دارد. می‌توان از این مطلب چنین نتیجه‌گیری کرد که گسل‌ها و شکستگی‌های قدیمی به خودی خود امکان تجدید فعالیت کمتری دارند. چون چشمه تنش به‌وجودآورنده آنها تغییر نموده است، ولی احتمال گسلش جدید در منطقه وجود دارد. از طرفی ممکن است تعدادی از روندهای قدیمی نسبت به یکدیگر به‌علت چرخش‌های منطقه‌ای (چرخشی بودن پهنه‌های برشی) چرخیده باشند. نتیجه دیگری که از بررسی هندسی و مورفوتکتونیکی گسل‌های منطقه استنباط می‌شود، این است

که گسل‌های اصلی، گسل‌های فعال کواترنر هستند و گسل‌های غیر کواترنری بیشتر گسل‌های فرعی و غیرفعال می-باشند. این گسل‌ها ممکن است در بعضی نقاط به گسل اصلی کواترنر مرتبط شوند و ایجاد گسل‌های هم‌درد نمایند. با توجه به اینکه گسل‌های اصلی و بزرگ منطقه گسل‌های کواترنر هستند، تصور می‌شود تنش وارد بر منطقه صرف حرکت آنها شده و در آنها مستهلک شود. ولی اگر گسلی ارتباط ساختاری با این گسل‌های اصلی داشته باشد، امکان فعال شدن آن بر اثر حرکت گسل اصلی وجود دارد و باید آنها را به‌عنوان چشمه‌های لرزه‌زا درنظر گرفت.

رابطه بین بزرگی‌های Ms و Mb داده‌های لرزه‌ای منطقه به‌صورت ۱/۱۷۷- (mb) ۱/۱۳٦ =Ms می‌باشد. همچنین، فرمول لرزه‌خیزی منطقه که از روی نمودار زلزله - فراوانی تجمعی داده‌های اصلاح‌شده به‌دست آمد برابر است با: Log(N) = 5/8 - 0/911 (Ms). ضریب a که ضریب لرزه‌خیزی منطقه است برابر با ۵/۸ و ضریب b که ضریب زمین‌شناسی ساختمانی منطقه است برابر با ۰/۹۱۱ می‌باشد. برای منطقه سوران احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۲,۵ تا ۳,۵ ریشتر در ۱ سال آینده و احتمال رویداد زلزله‌ای با برزگی ۳,۵ تا ۵,۵ ریشتر در ۵۰ سال آینده و احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۵,۵ تا ۵,۸ در ۱۰۰ سال آینده و در آخر احتمال رویداد زلزله‌ای با بزرگی ۵,۸ تا ۷ ریشتر در ۴۷۵ سال دیگر صد درصد است.

بزرگ‌ترین توان لرزه‌زایی در گسل‌های پیرامون منطقه سوران، مربوط به گسل (۳۷۰) با طول تقریبی ۳۸ کیلومتر و با بزرگی ۶/۹۰ ریشتر و حداقل توان لرزه‌زایی مربوط به گسل فرعی شماره (۱) به طول ۵ کیلومتر با بزرگای برابر با ۵/۹۷ ریشتر می‌باشد. با توجه به نتایج شتاب افقی زمین و نقشه هم‌شتاب، ناشی از حرکت گسل‌های محدوده، مناطق غرب و جنوب غرب شهر سوران بیشترین شتاب افقی و بیشترین خطر را نشان می‌دهند. نتایج محاسبات شتاب افقی ناشی از حرکت گسل‌های منطقه بر روی شهر سوران نشان‌دهنده بیشترین شتاب افقی در غرب و مرکز شهر سوران است که با توجه به آیین‌نامه ۲۸۰۰ میزان شتاب ساخت‌وساز در منطقه نیاز به بازنگری دارد. نتایج مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که بیشترین شتاب افقی وارد بر مرکز محدوده سوران برابر ۰,۶۸ متر بر مجذور ثانیه از گسل سوران با توان لرزه‌زایی ۶,۶۵ ریشتر است. فرمول لرزه‌خیزی به‌دست‌آمده از روش گوتنبرگ - ریشتر که کاربردی‌ترین روش در مطالعات آماری داده‌های لرزه‌ای است، نشان‌دهنده b value حدود ۰,۹ می‌باشد که این مقدار بیانگر توان بالای تحمل تنش در پوسته منطقه بوده و تعداد زمین‌لرزه‌های رخ‌داده کم، ولی شدت آنها زیاد خواهد بود. نتایج مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که بیشترین شتاب افقی وارد بر مرکز محدوده سوران برابر ۰,۶۸ متر بر مجذور ثانیه از گسل سوران با توان لرزه‌زایی ۶,۶۵ ریشتر است. فرمول لرزه‌خیزی به‌دست‌آمده از روش گوتنبرگ - ریشتر که کاربردی‌ترین روش در مطالعات آماری داده‌های لرزه‌ای است، نشان‌دهنده b value حدود ۰,۹ می‌باشد که این مقدار بیانگر توان بالای تحمل تنش در پوسته منطقه بوده و تعداد زمین‌لرزه‌های رخ‌داده کم، ولی شدت آنها زیاد خواهد بود.

منابع

اسلامی، آرش؛ تقابنی، مسعود؛ اشعری، علیرضا. (۱۳۹۲). گزارش مقدماتی زمین‌لرز ه بیست هفتم فروردین ۱۳۹۲، شمال باختری سراوان ۲/۱۰/ ۱۳۸۸. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

افتخارنژاد، جمشید؛ McCall، G.J. (۱۳۷۲). نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سراوان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. مهندسین مشاوره شرکت‌های اینترکون و پاراگون.

پرتابیان، عبدالرضا؛ انصاری، شجاع؛ جهاندیده، فریده. (۱۳۹۸). تجزیه‌وتحلیل فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت - سراوان، شمال شرق مکران. زمین‌شناسی ایران.

پرتابیان، عبدالرضا؛ فتوحی، صمد؛ ریگی،حامد. (۱۳۹۵). استفاده از روش احتمالاتی در پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای استان سیستان و بلوچستان مخاطرات محیط طبیعی، ۵ ۱-۱۶.

شمشکی، امین. (۱۳۹۱). کلیاتی بر وضعیت زمین‌شناختی منطقه سراوان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فتوحی، صمد؛ پرتابیان، عبدالرضا. (۱۳۹۲). مطالعه اولویت‌بندی و طرح جامع کاهش خطرپذیری زلزله و رانش زمین در استان سیستان و بلوچستان، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

موسوی، احسان. (۱۳۸۸). شواهد ساختاری ترافشارش قاره‌ای درگستره بیرک، جنوب خاور ایران، علوم و زمین، بهار ۹۰، شماره ۷۹، صفحه ۷۵ تا ۸۲.

نوگل سادات، میر علی اکبر. (۱۳۷۲). نقشه تکتونیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Agustawijaya, D.S., Taruna, R.M., Agustawijaya, A.R., (2020). An update to seismic hazard levels and PSHA for Lombok and surrounding Islands after the earthquake in 2018 Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 53 (4). http://dx.doi.org/10.5459/bnzsee.53.4.215-226

Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982). A history of Persian earthquakes: Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. (200١). Tectonic Geomorphology. Blackwell.

Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A. (2010), Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology, 121 (3-4), pp. 329-341.

El Hamdouni, R.E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. , Keller E.A. (2008). Assessment of Relative Active Tectonic, South West Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology, 96, pp.150-173.

Hessami, Kh., (2021). Polyphase Inversion Tectonics in Western Alborz Mountains, Northern Iran Iranian Journal of Geophysics, 14, pp. 79-88.

Houshmand Viki, A., Hamzehloo, H., Ansari, A. (2015). Finite fault simulation of strong ground motion for the 2013 Saravan earthquake. 7th International Conference on Seismology & Earthquake Engineering International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), 18-21, 00216-SM

Jami, M., javadi Mousavi, E., Hadizadeh, A., Pourkermani, M. (2013). The Evaluation of Saravan Fault Activities in Iran Based on Geomorphologic Evidence. Indian Journal of Science and Technology, 6 (4), pp. 4362-4367.

Kashani, R., Partabian, A., Nourbakhsh, A. (2019). Tectonic implication of geomorphometric analyses along the Saravan Fault: evidence of a difference in tectonic movements between the Sistan Suture Zone and Makran Mountain Belt. Journal of Mountain Science, 16 (5), pp. 1023-1034.

Keller, E.A., Pinter, N. (2002). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.), Prentice Hall, New Jersey. 362p.

Mohajer-Ashjai, A., Nowroozi, A.A. (1978). Obserud and probable Intensity Zoning of Iran. Tectonophysics, 49, pp. 149-150.

Mostafazadeh, M. (2006). Analysis of the March 13, 2005 Earthquake in Southeastern Iran Based on Teleseismic and Regional Distances JSEE: Fall 2006, 8 (3), pp. 153-161.

Nowroozi, A.A, Mohajer-Ashjai. A. (1985). Fault movement and tectonics of eastern Iran: boundaries of the Lut plate. Geophysical Journal Research Society, 85, pp. 215-237.

Rajaram, C., Ramancharla, P.K. (2014). Near-field Simulation of Ground Motions of 16 April 2013 Iran-Pakistan Border Earthquake Using Semi-Empirical Approach. Journal of Seismology and Earthquake Engineering, 16 (2), pp. 1-12. Report No: IIIT/TR/2015/-1

Ramirez Herrera, M.T. (1998). Geomorphic Assessment of active tectonic in the Acambay Graben. Mexican Volcanic Belt Earth Surface and landforms 23, pp. 317-322.

Shah-hosseini, M., Morhange, C., Naderi Beni, A., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M., Sabatier, F. (2001). Coastal boulders as evidence for high-energy waves on the Iranian coast of Makran. Marine Geology, 290, pp. 17-28.

Habibi Mood, Sh., Jami, M., Shahraki, J., Sarhaddi, N. (2016). Study on Saravan Fault Activities Based on Earthquake and Morphotectonics Evidences. Open Journal of Geology, 6, pp. 79-86. http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2016.62008

Ye, H., Chen, G. Zhou, Q. (1995). Study on the intraplate potential seismic sources. In: Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation, Nice, France, 2, 1424-14.

University of Sistan and Baluchestan
Journal of Natural Environment Hazards
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

References

References (in Persian)

Eftekharnejad, J., McCall, G.J. (1372). Geological map 1: 250,000 Saravan. Geological Survey of Iran. Consulting engineers of Intercon and Paragon companies. [in Persian]
Eslami, A., Taghaboni, M., Ash'ari, A. (1392). Preliminary report of the earthquake on the 27th of Farvardin 1392 Northwest of Saravan 10/2/1388. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. [in Persian]
Fotuhi, Samad, Partabian, Abdolreza (2012). Prioritization study and comprehensive plan to reduce the risk of earthquake and landslide in Sistan and Baluchistan Province 1, University of Sistan and Baluchistan. [in Persian]
Mousavi, E. (1388). Structural Evidence of Continental Traction in Birk Extension (Southeastern Iran) Earth Sciences Spring 90 (79), pp. 75-82. [in Persian]
Nogal Sadat, M.A.A. (1372). Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran. [in Persian]
Partabian, Abdolreza, Ansari, Shoja, Jahandideh, Faride (2018). Fractal analysis of aftershocks of the 1392 Gesht-Saravan earthquake, northeast of Makran. Geology of Iran. [in Persian]
Partabian, Abdolreza, Fotuhi, Samad, Rigi, Hamed (2015). Using probabilistic method in seismic hazard zoning of Sistan and Baluchistan Province, Natural Environment Hazards, 5 1-16. [in Persian]
Shemshaki, A. (2012). Generalities on the geological situation of the Saravan region. Geological Survey of Iran. [in Persian]

References (in English)

Agustawijaya, D.S., Taruna, R.M., Agustawijaya, A.R., (2020). An update to seismic hazard levels and PSHA for Lombok and surrounding Islands after the earthquake in 2018 Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 53 (4). http://dx.doi.org/10.5459/bnzsee.53.4.215-226
Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982). A history of Persian earthquakes: Cambridge University Press, Cambridge, UK.
Burbank, D.W., Anderson, R.S. (200١). Tectonic Geomorphology. Blackwell.
Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A. (2010), Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology, 121 (3-4), pp. 329-341.
El Hamdouni, R.E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. , Keller E.A. (2008). Assessment of Relative Active Tectonic, South West Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology, 96, pp.150-173.
Hessami, Kh., (2021). Polyphase Inversion Tectonics in Western Alborz Mountains, Northern Iran Iranian Journal of Geophysics, 14, pp. 79-88.
Houshmand Viki, A., Hamzehloo, H., Ansari, A. (2015). Finite fault simulation of strong ground motion for the 2013 Saravan earthquake. 7th International Conference on Seismology & Earthquake Engineering International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), 18-21, 00216-SM
Jami, M., javadi Mousavi, E., Hadizadeh, A., Pourkermani, M. (2013). The Evaluation of Saravan Fault Activities in Iran Based on Geomorphologic Evidence. Indian Journal of Science and Technology, 6 (4), pp. 4362-4367.
Kashani, R., Partabian, A., Nourbakhsh, A. (2019). Tectonic implication of geomorphometric analyses along the Saravan Fault: evidence of a difference in tectonic movements between the Sistan Suture Zone and Makran Mountain Belt. Journal of Mountain Science, 16 (5), pp. 1023-1034.
Keller, E.A., Pinter, N. (2002). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.), Prentice Hall, New Jersey. 362p.
Mohajer-Ashjai, A., Nowroozi, A.A. (1978). Obserud and probable Intensity Zoning of Iran. Tectonophysics, 49, pp. 149-150.
Mostafazadeh, M. (2006). Analysis of the March 13, 2005 Earthquake in Southeastern Iran Based on Teleseismic and Regional Distances JSEE: Fall 2006, 8 (3), pp. 153-161.
Nowroozi, A.A, Mohajer-Ashjai. A. (1985). Fault movement and tectonics of eastern Iran: boundaries of the Lut plate. Geophysical Journal Research Society, 85, pp. 215-237.
Rajaram, C., Ramancharla, P.K. (2014). Near-field Simulation of Ground Motions of 16 April 2013 Iran-Pakistan Border Earthquake Using Semi-Empirical Approach. Journal of Seismology and Earthquake Engineering, 16 (2), pp. 1-12. Report No: IIIT/TR/2015/-1
Ramirez Herrera, M.T. (1998). Geomorphic Assessment of active tectonic in the Acambay Graben. Mexican Volcanic Belt Earth Surface and landforms 23, pp. 317-322.
Shah-hosseini, M., Morhange, C., Naderi Beni, A., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M., Sabatier, F. (2001). Coastal boulders as evidence for high-energy waves on the Iranian coast of Makran. Marine Geology, 290, pp. 17-28.
Habibi Mood, Sh., Jami, M., Shahraki, J., Sarhaddi, N. (2016). Study on Saravan Fault Activities Based on Earthquake and Morphotectonics Evidences. Open Journal of Geology, 6, pp. 79-86. http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2016.62008
Ye, H., Chen, G. Zhou, Q. (1995). Study on the intraplate potential seismic sources. In: Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation, Nice, France, 2, 1424-14.