

هندسه فرکتالی گسل‌ها و لرزه‌خیزی در جنوب شرق ایران (مکران)

محسن جامی^۱، محمدیاسر رادان کوهپایی^۲، سیدحسین میرزینلی یزدی^۳، عیوض کاظمی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

^۲ استادیار دانشگاه صنعتی مالک اشتر

^۳ کارشناس ارشد هیدروگرافی سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح

چکیده

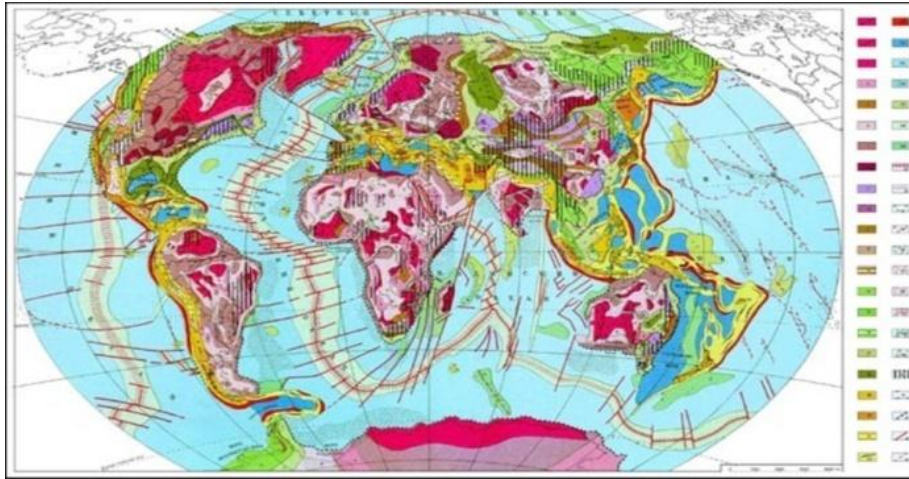
بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در شمال مکران، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی که اکثراً در راستایی تقریباً W-E توزیع یافته‌اند، مشاهده می‌شود. تحلیل‌های فرکتالی به روش مربع شمار در جنوب شرق ایران انجام شد که برای این منظور منطقه مطالعاتی را به (۱۲) محدوده مجزا تقسیم و هر محدوده را بطور جداگانه تحلیل نمودیم. براساس نتایج بدست آمده با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند W-E بوده، از میزان بعد فرکتال و در نتیجه لرزه‌خیزی کاسته می‌شود که این امر نشان دهنده وجود ناپیوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه می‌باشد. براساس تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و بررسی داده‌های لرزه‌ای، عمده فعالیت لرزه‌ای در مکران با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق زیاد (اکثراً بین ۳۰-۷۰ کیلومتر) می‌باشد. همچنین توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی شمال مکران نشان دهنده فعالیت لرزه‌ای بالاتر در بخش‌های مرکزی و غربی آن نسبت به سایر مناطق مجاور می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سیستم‌های گسلی، بعد فرکتال، لرزه‌خیزی، چشمه‌های خطی، مربع شمار

۱- مقدمه

رشد جمعیت و گسترش سکونت‌گاه‌ها روی نواحی پرمخاطره، اثر حوادث طبیعی را در جوامع صنعتی و به‌ویژه کشورهای در حال توسعه، افزایش داده است. اتخاذ تدابیری به منظور کاهش اثرات بلایا، راهکاری است که اکنون در کشورهای پیشرفته و جهان سوم به کار می‌رود. زلزله از مهم‌ترین مخاطرات طبیعی است. زمین‌لرزه‌ها و تکان‌های شدید زمین، موجب انهدام و ویرانی ناگهانی ساختمان‌ها، شکستگی خطوط لوله، جاری‌شدن سیلاب‌های ناشی از شکسته‌شدن سدها و مخازن آب، آتش‌سوزی و انفجار در شهرها و روستاها می‌شوند. در ایران نیز طی نیم‌قرن اخیر، زلزله‌های زیادی به وقوع پیوسته که از میان آن‌ها می‌توان به زمین‌لرزه‌های طیس در سال ۱۳۵۷، زمین‌لرزه‌های زنجان گیلان در سال ۱۳۶۹، تکان‌های شدید زمین در سال ۱۳۷۲ در استان فارس، زمین‌لرزه‌های استان اردبیل در سال ۱۳۷۵ و زمین‌لرزه بم در سال ۱۳۸۲ اشاره کرد که هر یک موجب قربانی شدن هزاران نفر از مردم کشور و به جا ماندن انبوهی از خرابی‌ها و ویرانی‌ها در شهرها و روستاهای مربوطه شده است. سرزمین ایران، به عنوان بخشی از پهنه فعال زمین‌ساختی آلپ - هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسسته‌ها، قطعات زمین‌ساختی و پهنه‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. در نقشه‌های تکتونیکی دنیا (شکل ۱)، ایران به صورت یک صفحه در محل بین دو خط برخورد تکتونیکی قرار گرفته است. به این معنی که مینی پلیت ایران به صورت صفحه‌ای ترد و شکننده بین صفحات بزرگتر واقع شده و تحت تاثیر فشارهای جانبی قرار گرفته است. فشارهای مذکور در حاشیه صفحات و در امتداد خطوط مزبور موجب تمرکز حداکثر فعالیت لرزه‌ای در این نواحی شده و در نتیجه دو کمربند زلزله خیز اصلی را در شمال و جنوب و یک کمربند فرعی را در شرق ایران پدید آورده‌اند.

از مشخصه‌های مهم و تأثیرگذار ساحل، در مطالعات سواحل و از جمله مطالعات انتقال رسوب و تغییرات خط ساحل، راستای خط ساحل در منطقه می‌باشد. لذا معمولاً در مطالعات، این راستا را به‌وسیله زاویه بین خط عمود بر ساحل و شمال جغرافیایی معرفی می‌نمایند. این زاویه از این حیث که نحوه تأثیر امواج در فرآیند رسوبی، هم‌چنین بردارهای موازی و عمود بر ساحل جریانات را می‌شناسند دارای اهمیت می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۲ نشان داده شده است، زاویه عمومی خط عمود بر ساحل با شمال جغرافیایی با در منطقه حوالی بندر کوه مبارک حدود ۲۵۰ درجه (ساعتگرد از راستای شمال جغرافیایی) می‌باشد.



شکل ۱- نقشه‌ی تکتونیکی جهان، موقعیت ایران با دایره مشکی مشخص شده است

از منطقه جنوب شرق ایران از دیرباز دارای سابقه وقوع زلزله‌های متعدد است. مهم‌ترین منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی در جنوب شرق ایران مکران می‌باشد. شواهدی که از لایه‌های رسوبی و سنگ‌های عظیم به دست آمد، نشان می‌دهد که در سال ۱۹۴۵ سونامی که در گسل مکران رخ داد بر ایران نیز تاثیر داشته است به گونه‌ای که هرچه به سمت پاکستان نزدیک می‌شویم ارتفاع موج افزایش داشته است. بر اساس اطلاعات به دست آمده ارتفاع موج در "پسابندر" به ۱۰ متر رسیده است. سونامی در نیمه‌های شب رخ داده است و معمولاً ۳۰ دقیقه پس از سونامی امواج به سمت ساحل می‌آید ولی در سونامی سال ۱۹۴۵ حدود دو تا سه ساعت بعد امواج به سمت ساحل حرکت کرد که این نشان می‌دهد پس از زلزله در کف دریا، زمین لغزش نیز رخ داده است. امواج وارد شده به ساحل را در سونامی سال ۱۹۴۵ شامل ۳ موج بزرگ در فاصله زمانی ۱۰ تا ۱۵ دقیقه‌ای بوده است. در این واقعه پدیده فرورانش ایجاد شده است به این معنا که صفحه اقیانوس هند به زیر صفحه "اوراسیا" که ایران نیز بخشی از آن است در حال حرکت است. این حرکت با شیب ملایم صورت می‌گیرد از این رو احتمال وقوع زمین لرزه و سونامی در کشور وجود دارد. در این مطالعه منطقه به ۱۲ محدوده با نام‌های A, B, C, ... تقسیم بندی شده است. منطقه مکران بدلیل فرورانش صفحه عمان به زیر صفحه لوت از لحاظ زمین ساختی فعال می‌باشد. علت وقوع سونامی نیز در منطقه حرکت صفحه فرو رونده می‌باشد. اگرچه وقوع سونامی را به حرکات ایجاد شده در زیر آب نسبت می‌دهند، اما وقوع زمین لرزه در خشکی نیز باعث ایجاد امواج سونامی می‌شود. (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)

۲- بزرگترین گسل‌های منطقه

اولین گسل مکران، گسل بشاگرد، گسل قصرقند و گسل سراوان بزرگترین گسل‌های منطقه می‌باشند.

در مجموع علل لرزه‌خیزی شرق ایران را می‌توان بطور خلاصه بدین شرح بیان نمود:

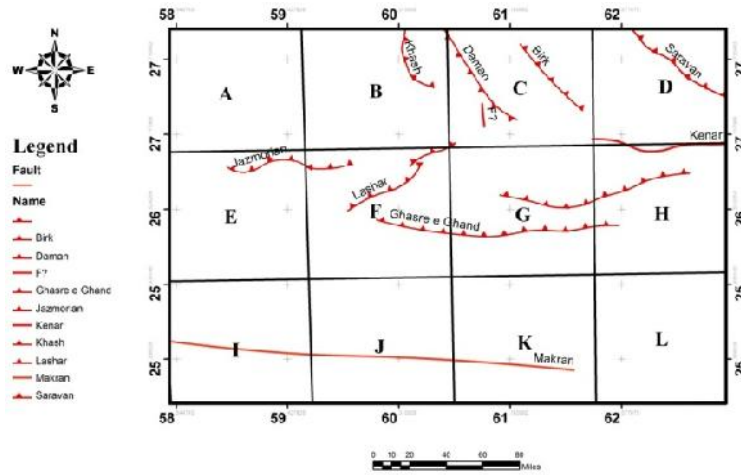
۱- وجود گسل‌های عمیق در مناطق شرقی کشور.

۲- واقع شدن ایران بین دو صفحه توران در شمال و عربستان در جنوب که محل برخورد این قسمت به ترتیب امتداد البرز و زاگرس می‌باشد.

رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد. گسل‌های اصلی و یا قطعات گسلی همواره در طول مناطقی از طول خود که دارای هندسه بی‌قاعده‌ای هستند، دچار گسیختگی می‌شوند (شوارتز، ۱۹۸۴: ۱۷).^۱ در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده و بنابراین این بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود که مقادیر (D) بزرگتر نشان‌دهنده بی‌نظمی هندسی بیشتر می‌باشد (سوکمونو و همکاران، ۱۹۹۷: ۵).^۲

¹- Schwartz

²- Sukmono et al



شکل ۲- محدوده‌های مورد بررسی به همراه موقعیت گسل‌ها

در این تحقیق از روش مربع شمار برای محاسبه بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها، در گستره جنوب شرق ایران استفاده نموده‌ایم. در این راستا گستره مطالعاتی را به (۱۲) محدوده (۱/۵) درجه در (۱) درجه تقسیم نموده و هر محدوده را بطور مجزا مورد بررسی قرار دادیم. (شکل ۲)

۳- پیشینه تحقیق

پربکارترین روش آنالیز در تحلیل فرکتالی سیستم‌های گسلی، روش مربع شمار می‌باشد. این روش توسط (هیراتا، ۱۹۸۹)^۱ برای سیستم‌های گسلی در ژاپن؛ توسط (ایدزیاک و تمپر، ۱۹۹۶)^۲ برای محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه‌های گسلی در حوضه زغالی سیلیسیا^۳ بالایی در هلند؛ توسط (آنگولو، و همکاران، ۱۹۹۸)^۴ برای مطالعه توزیع گسل‌ها، شکستگی‌ها و خطواره‌ها در منطقه‌ای در سواحل غربی ایالت گونرو^۵ در مکزیک جنوبی استفاده شده است. همچنین از تکنیکی مشابه توسط (اکوبو و آکای، ۱۹۸۷)^۶ برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سن‌آندریاس، و توسط (سوکمون و همکاران، ۱۹۹۶، ۱۹۹۷)^۷ برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سوماترا استفاده شده است.

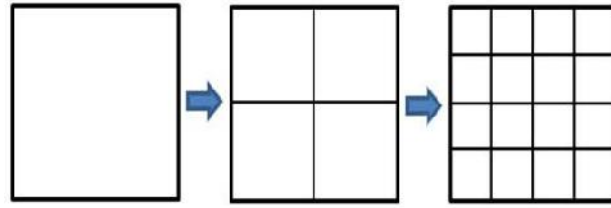
۴- روش تحقیق

با در این روش ابتدا گسل‌ها و زمین لرزه‌های منطقه بر روی یک شبکه مربعی با طول (r_0) پیاده می‌شوند. سپس متعاقباً مربع اولیه (r_0) به مربع‌های کوچکتر با طول اضلاع $r_1=r_0/2, r_0/4, r_0/8, \dots$ تقسیم می‌شود. مجموع تعداد مربع‌ها یا جعبه‌هایی که حداقل توسط یک خط گسلی قطع شده‌اند برابر با $N(r_i)$ می‌باشد. اگر سیستم گسلی منطقه از ساختار خودتشابهی^۸ که توسط (مندلبورت، ۱۹۸۳)^۹ ارائه شده، تبعیت کند، $N(r_i)$ را می‌توان از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$N(r_i) \sim (r_0/r_i)^D \sim r_i^{-D} \quad (1)$$

بطوریکه (D) عبارت از بعد فرکتالی سیستم گسلی است. بعد فرکتالی (D) از شیب نمودار $\text{LOG } N(r_i)$ در برابر $\text{LOG } (r_0/r_i)$ محاسبه می‌شود. (شکل ۳) همانطور که گفته شد، کل منطقه مطالعاتی را به (۱۲) محدوده مجزا تقسیم نموده، سپس بعد فرکتال سطحی و بعد فرکتال حجمی را برای هر محدوده بطور مجزا محاسبه نمودیم. بعد فرکتال حجمی منطقه از افزودن عدد(۱) به مقدار بعد فرکتال سطحی حاصل می‌شود (تورکات، ۱۹۹۲)^{۱۰}. در تمام نمودارها، از محدوده‌هایی با طول $r_0=133 \text{ Km}$ برای محاسبه بعد فرکتال استفاده شده است. r_0 طول اولیه مربع، $P(r_i) = 8, N(r_i) = 16, N_t = 16$

1- Hirata
2- Idziak and Temper
3- Silesian
4- Angulo- Brown et al
5- Guerrero
6- Okubo and Aki
7- Suk Moon et al
8- Self- Similar
9- Mandelbrot
10- Turcotte



شکل ۳- روش مربع شمار برای تحلیل فرکتالی

۵- بحث و نتایج

۶- ۱- احتمال هندسی سیستم گسلی

پرباربردترین برای هر پدیده A که بر روی سطح دو بعدی ظاهر می‌شود، احتمال هندسی آن توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود (ایدزیاک، ۱۹۹۶: ۸): ۱:

$$P(A) = \text{Sum}(A) / \text{Sum}(\text{total}) \quad (2)$$

در حالیکه کل مربعاتی که توسط گسل‌ها قطع شده‌اند از رابطه زیر محاسبه می‌شود (سطح منطقه مطالعاتی توسط مربعاتی با طول r_i پوشیده شده است):

$$\text{Sum}(A) = N(r_i) * r_i^2 \quad (3)$$

و نیز تعداد کل مربعاتی که سطح منطقه را پوشانده‌اند توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Sum}(\text{total}) = N_i * r_i^2 \quad (4)$$

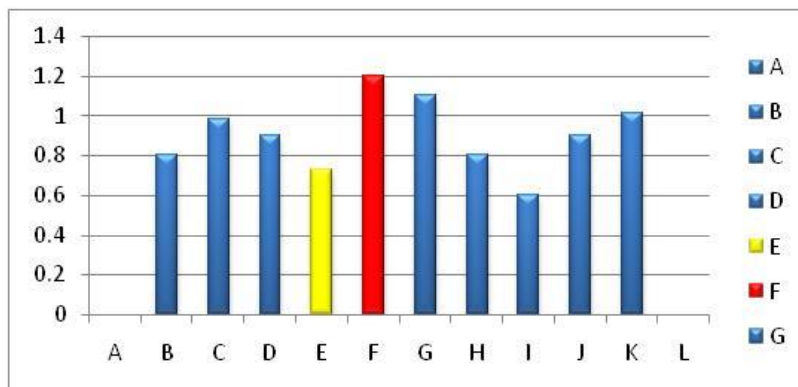
N_i برابر با تعداد کل مربع‌ها و $N(r_i)$ برابر با تعداد مربعاتی است که حداقل توسط یک گسل قطع شده‌اند. احتمال اینکه یک مربع با طول اضلاع r_i توسط یک گسل قطع شود نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P(r_i) = N(r_i) / N_i \quad (5)$$

و در صورتیکه احتمال هندسی دارای خود تشابهی باشد، باید از توزیع فرکتال تبعیت کند (تورکات، ۱۹۹۲):

$$P(r_i) = (r_i / r_0)^{2-DP} \quad (6)$$

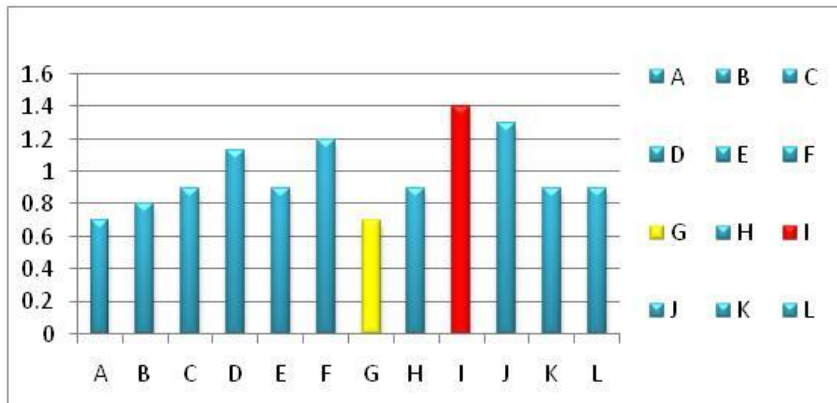
بطوریکه (DP) بعد فرکتال توزیع احتمالی $P(r_i)$ می‌باشد. مقدار (DP) تابعی از توزیع گسل‌ها در منطقه بوده و عددی بین (۰) تا (۲) می‌باشد. مقادیر نزدیک به صفر نشان دهنده این است که گسل‌ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه مطالعاتی وجود داشته و یا به عبارتی دارای توزیع ناچیزی در منطقه هستند. در صورتیکه مقادیر نزدیک به (۲) نشان دهنده توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سرتاسر منطقه مورد نظر می‌باشد. مقادیر تحلیل فرکتال برای تک تک محدوده‌ها در منطقه مورد مطالعه محاسبه شد که در (شکل ۴) نمودارها و در (جدول ۱) مقادیر آنها آورده شده است.



¹ - Idziak

² - Turcotte

شکل ۴- نمودار حاصل از بررسی فرکتالی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه



شکل ۵- نمودار حاصل از بررسی فرکتالی زمین لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه

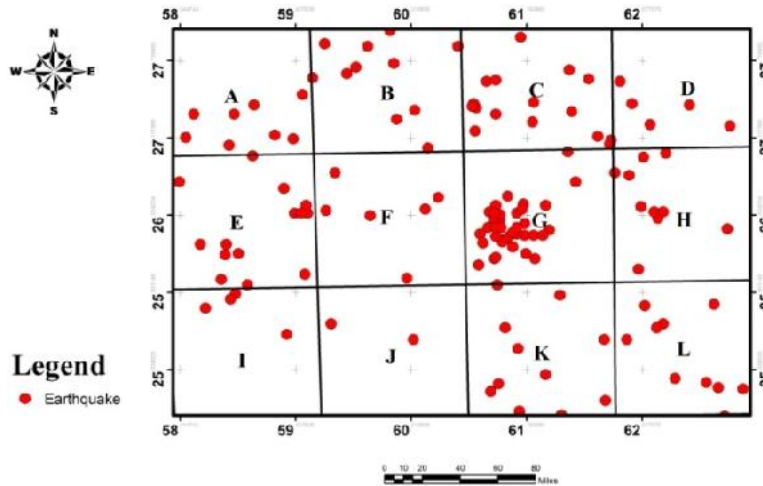
جدول ۱- محاسبه بعد فرکتال سطحی و حجمی در محدوده‌های مورد بررسی

محدوده	بعد فرکتال سطحی	بعد فرکتال حجمی
A	0.7	1.7
B	0.8	1.8
C	0.9	1.9
D	1.13	2.13
E	0.9	1.9
F	1.2	2.2
G	0.7	1.7
H	0.9	1.9
I	1.4	2.4
J	1.3	2.3
K	0.9	1.9
L	0.9	1.9

۷-۲- بعد فرکتالی و لرزه زمین ساخت

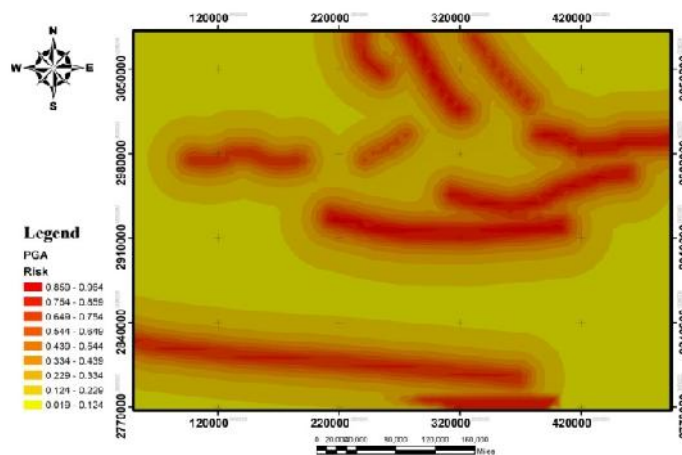
در حالیکه رفتار لرزه‌های یک گسل می‌تواند به توزیع هندسی آن گسل مرتبط باشد. (تورکات، ۱۹۹۲)، تفاوت در ابعاد فرکتالی محدوده‌های مختلف در منطقه مطالعاتی و نیز توزیع متفاوت گسل‌ها در محدوده‌ها، نشان دهنده تفاوت در لرزه‌خیزی محدوده‌ها در منطقه با یکدیگر است. بطوریکه این امر را می‌توان در مقدار پایین بعد فرکتالی B, E که در آنها گسل‌ها دارای شکل نامنظم و توزیع کمتری می‌باشند، مشاهده نمود. در حالیکه در محدوده‌های C, F, G بعد فرکتالی بالا بوده که این امر می‌تواند در نتیجه توزیع فراوان گسل‌ها در این محدوده‌ها و نیز طبیعت خود تشابهی در توزیع آنها باشد. در ادامه برآن شدیم که رابطه بین لرزه‌خیزی و مقادیر بعد فرکتالی را در منطقه بررسی نماییم.

^۱ - Turcotte



شکل ۶- محدوده‌های مورد بررسی به همراه موقعیت زمین لرزه‌ها

نمودار رسم شده با توجه به فرکتال زمین لرزه در منطقه نشان دهنده‌ی ارتباط تقریبی گسل‌ها با زمین لرزه‌ها می‌باشد. (شکل ۵) (هیراتا، ۱۹۸۹) برای سیستم گسلی در ژاپن مقدار (D) را برابر با (۱/۶) برای گسل‌های فعال، در بخش مرکز کمان ژاپن محاسبه نمود. براساس نظر (هیراتا) این مقدار یک حد بالا برای بعد فرکتال هندسه شکستگی‌ها می‌باشد. (آنگولو، و همکاران، ۱۹۹۸) ۲ بعد فرکتالی (۱/۶۴) را برای یک زون لرزه‌ای فعال که مرتبط با درازگودال امریکای مرکزی ۳ در مکزیک جنوبی، محاسبه نمودند. (ایدزیاک و تمپر، ۱۹۹۶) ۴ مقدار D را برای حوضه زغالی سیلیسیا ۵ در هلند، (۱/۶) محاسبه نمودند.



شکل ۷- نقشه بیشینه شتاب افقی در محدوده مورد بررسی با توجه به نقشه گسل‌های فعال ایران

۸- بحث و نتیجه گیری

بررسی انجام شده نشان می‌دهد بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در منطقه، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی توزیع یافته‌اند. از این گسل‌ها می‌توان به گسل قصرقند و چندین گسل کوچک و بزرگ دیگر اشاره کرد که اکثراً در راستایی W-E در جنوب شرق ایران قرار دارند. در محدوده‌هایی که این گسل‌ها وجود دارند شاهد فعالیت لرزه‌ای با توزیع مکانی فراوان و متمرکز و گاه با بزرگای بالا هستیم در حالیکه در سایر مناطق جنوب شرق ایران، فعالیت‌های لرزه‌ای در سطح دارای پراکنش بوده و محدود به نقاط وسیعی می‌شوند. البته همین فعالیت‌های پراکنده نیز می‌توانند دارای بزرگای بالایی بوده و تهدیدی برای جامعه شهری و روستایی محسوب شوند، براساس تحلیل‌های انجام شده، با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند W-E است، از میزان بعد فرکتال کاسته می‌شود که این امر نشان دهنده وجود ناپوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه می‌باشد. براساس

- 1 - Hirata
- 2 - Angulo et al
- 3 - Middle American Trench
- 4 - Middle American Trench
- 5 - Silesian

تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و داده‌های لرزه‌ای، بطور کلی می‌توان بیان نمود که عمده فعالیت لرزه‌ای در جنوب شرق ایران با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق زیاد (اکثراً بین ۷۰-۳۰ km) می‌باشد. با توجه به لرزه خیز بودن اکثر شهرهای کشور لزوم رعایت پارامترهای فنی در ساخت و سازها انجام تحقیقات با دقت بیشتر برای استان‌های لرزه زمین‌ساختی کشور احساس می‌شود.

۹- منابع و مراجع:

- ۱- آقائباتی سید علی، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۲- بربریان مانوئل، ۱۹۷۳، نقشه مقدماتی رو مرکز و عمق کانونی زلزله‌ها، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران.
- ۳- قاسمی محمد رضا، ۱۳۸۳- چشمه های لرزه زا، گسله ها و انواع آن، سمینار آموزشی مبانی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، تهران، ایران.
- 4- Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982), A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, PP 236.
- 5- Aki, K. (1981), A probabilistic synthesis of precursors phenomena. In Earthquake Prediction (Simpson, D. W., and Richards, P. G., Eds.) (American Geophysical Union, Washington, D.C.).
- 6- Angulo-Brown, F., Ramirez-Guzman, A. H., Yopez, E., Rudoif-Nvarro, A., and Paviamiller, C. G. (1998), Fractal Geometry and Seismicity in the Mexican Subduction Zone, Geofisica International 37, 29-33.
- 7- Berberian M. & Arshady S., (1976), On the evidence of the youngest activity of The North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city, Geology Survey of Iran, Vol 39, PP 397- 418.
- 8- Berberian M., (1981), Active faulting and tectonics of Iran, Geodynamics Series, V 3.
- 9- Copley, A. & Jackson, J., (2006), Active Tectonics of Turkish-Iranian Plateau, Tectonics, Vol 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.
- 10- Dewey, J. F., & Hempton M. R., & Kidd, W. S. F., & Saroglu F., & Sengor A. M. C., (1986) Shortening of continental lithosphere: The tectonics of eastern Anatolia - A young collision zone, Geol. Soc. Spec. Publ., 19 - 36.
- 11- Gonzato, G., Mulargia, F., and Marzocchi, W. (1998), Practical Application of Fractal Analysis: Problems and Solutions, Geophys. J. Int. 132, 275-282.
- 12- Hirata, T. (1989), Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Pure appl. geophys. 131, 157-170.
- 13- Idziak, A. and Temper, L. (1996), Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary Studies, Pure appl. geophys. 147, 239-247.
- 14- Kanamori, H., and Anderson, D. (1975), Theoretical Basis for Some Empirical Relations in Seismology, Bull. Seismol. Soc. Am. 65, 1073-1095.
- 15- King, G. (1983), The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault System: The Geometrical Origin of b-value, Pure appl. geophys. 121, 761-815.
- 16- Korvin, G., (1992), Fractal Models in the Earth Sciences (Elsevier, Amsterdam, The Netherlands).
- 17- Lee, C. F., YE, Hong, and Zhou, Qing (1997), On the Potential Seismic Hazard in Hong Kong, Episodes 20, 89-94.
- 18- Lomnitz c., 1976- Global tectonics and earthquake risk, Elsevier.
- 19- McQuarrie, N., & Stock J. M., & Verdel C., & Wernicke B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, Geophys. Res. Lett., 30(20), 2036, doi:10.1029/ 2003GL017992.
- 20- Mandelbrot, B. B., The Fractal Geometry of Nature (Freeman, New York 1983).
- 21- Maus, S., and Dimri, V. P. (1994), Scaling Properties of Potential Fields due to Scaling Sources, Geophys. Res. Lett. 21, 891-894.
- 22- Okubo, P. G., and Aki, K., (1987), Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, J. Geophys. Res. 92, B1, 345-355.
- 23- Schwartz, D., and Coopersmith, K. J. (1984), Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasach and San Andreas Faults, J. Geophys. Res. 89, 5681-5698.
- 24- Sengor, A. M. C., (1990), A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in The Geology and Tectonics of the Oman Region, Geology Society Science, No 49, PP 497-831.
- 25- Suk Moon, S., Zen, M. T., Kadir, W. G. A., Hendrajaya, L., Santoso, D., and Dubios, J. (1996), Fractal Geometry of the Sumatra Acti6e Fault System and its Geodynamical Implications, J. Geodyn. 22, 1-9.
- 26- Turcotte, D. L., (1992), Fractals and Chaos in Geology and Geophysics (Cambridge University Press, Cambridge).