پژوهش.های ژئومورفولوژی کمّی، سال نهم، شماره ۳، زمستان ۱۳۹۹ صص. ۱۰۷-۸۸

ارزیابی تکتونیک فعال نسبی حوضه خرم رود با استفاده از شاخصهای مورفومتری و تحلیل الگوی فرکتالی (لرستان، شمال غرب کمربند زاگرس)

سمیه دریکوند* – استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه لرستان. محمدمهدی فرهپور – استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه لرستان.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۰۳ تائید نهایی: ۱۳۹۹/۰۷/۰۶

چکیدہ

شبکه های آبراههای به تغییرات نامحسوس ناشی از فعالیت تکتونیکی گسلهای سطحی و زیر سطحی بسیار حساس هستند و می توانند در مطالعات پهنه بندی مناطق با میزان فعالیت های تکتونیکی متفاوت، در سطح زمین راهگشا باشند. هدف از این پژوهش بررسی پویایی تکتونیکی حوضه رودخانه خرم آباد با تلفيق نتايج حاصل از تحليل شاخصهاي كمي ژئومورفيكي و تحليل ابعاد فرکتالی خطوارههای گسلی می باشد. حوضه خرم آباد در کمربند چین خورده- رانده زاگرس و در زیر پهنه لرستان واقع شده است. با توجه به اینکه هندسه و تحول جنبشی ساختارها در زیر پهنه لرستان غالبا به وسیله گسلهای راندگی کور کنترل می شوند، بررسی شبکههای آبراههای، تغییرات در رخسارههای رسوبی و ضخامت لایهها و الگوی چین خوردگیها در سطح زمین می توانند در شناسایی مناطق با فعالیت تکتونیکی نسبی مفید واقع شوند. به همین منظور،۷ شاخص کمی ژئومورفیک در ۴۷ زیرحوضه مورد مطالعه قرار گرفتهاند. شاخصهای Smf ،Hi ،Bs ،Vf ،Af ،SL و S با استفاده از تکنیک GIS در حوضه خرم آباد محاسبه شدهاند. با توجه به ردهبندی شاخص lat، نقشه پهنهبندی در ۴ رده خیلی فعال، فعال، متوسط و فعالیت کم تهیه گردید. با استفاده از تکنیکهای سنجش از دور، خطوارههای گسلی با ترکیبی از روش های اتوماتیک و دستی، از تصاویر ماهوارهای لندست و مدلهای سایه روشن استخراج شدند. در نهایت با استفاده از تحلیل فرکتالی به روش مربع شمار، ابعاد فرکتالی این خطوارهها در ۶ پهنه محاسبه شد. بر این اساس، پهنه های N2 و N5 فعالیت تكتونيكي بالا نشان ميدهند. نتايج حاصل از بررسي شاخصهاي مورفومتري، مشاهدات ميداني و ابعاد فرکتالی، در نواحی شمال-شمال شرق و جنوب-جنوب غرب حوضه، تکتونیک خیلی فعال و فعال و در برخی زیر حوضهها فعالیت متوسط را تائید میکنند و از نظر لرزه خیزی مناطق پرخطر محسوب مىشوند.

واژگان کلیدی: تکتونیک فعال، شاخص های ژئومورفیک، حوضه خرم آباد، کمربند زاگرس، ابعاد فرکتالی.

مقدمه

رقابت دائمی بین پدیده های تکتونیکی که به شکل گیری توپوگرافی و فرایندهای سطحی منتهی به فرسایش منجر می شود بیان کنندهٔ ژئومورفولوژی ساختاری است (باربنک و اندرسون، ۲۰۱۱)^۱. مؤثرترین شاخص های مورفومتریک مربوط به فرسایش و فرایندهای رسوبی مرتبط با سیستم های رودخانه ای هستند (سارپ و دیزگان، ۲۰۱۵)^۱ و رودخانه ها اولین اشکال محیطی اند که به وقوع تغییرات در بستر یا در حواشی آن واکنش نسبتاً سریعی نشان می دهند (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸). به همین دلیل می توانند در شناسایی سرزمین های فعال تکتونیکی و ارزیابی حوضه های زهکشی راهگشا باشند (اوچی، ۳۱۹۸۵؛ شوم، ۴۱۹۸۶؛ جین و سینها، ۲۰۰۵^۰؛ مالیک و موهانتی، ۲۰۰۷[؛]؛ تروسکی و همکاران، ۲۰۰۹^۷). علم مورفوتکتونیک با استفاده از شاخص های ژئومورفیک و مدل های رقومی به شناسایی شواهد سطحی جابجایی ها و تغییر شکل های حاصل از تکتونیک فعال می پردازد (محمود و گلوگن، ۲۰۱۲)^. پارامترهای مورفوتکتونیک، أبرفتی و ساختاری عوامل مهمی در تکامل مورفولوژیکی حوضه زهکشی می باشند. شاخص های ژئومورفیک برای مطالعه واکنش لندفرمها به فرایندهای تکتونیک فعال استفاده می شوند (آندرنی و همکاران، ۲۰۱۴) و به مقاومت سنگها، تغییرات اقلیمی و فرایندهای تکتونیکی حساس هستند (بهات و همکاران، ۲۰۱۳)''. تجزیه و تحلیل مورفومتریک شبکه های رودخانه با استفاده از شاخص های مورفومتری و بررسی زمین آماری داده های توپوگرافی (ترویانی و همکاران، ۲۰۱۲)^{۱۱} ابزار مفیدی برای بررسی تکامل شکل زمین، تحلیل توپوگرافی و بررسی میزان تاثیر فعالیت های نئوتکتونیکی در سطح زمین می باشند (متئو و همکاران، ۲۰۱۶)''. شاخص های ژئومورفیک با استفاده از نقشه های توپوگرافی، تصاویر ماهواره ای و عکسهای هوایی مناطق فعال تکتونیکی را ارزیایی میکنند (رامشت و همکاران، ۱۳۹۱) و بارها توسط محققان مورد استفاده قرار گرفته اند. بسیاری از پژوهشگران به بررسی تکتونیک فعال با استفاده از شاخص های ژئومورفیک پرداخته اند که از برجسته ترین آنها بال و مک فادن (۱۹۷۷)^{۱۳} در شمال و جنوب گسل گارلوک؛ ولز و همکاران (۱۹۸۸)^{۱۴} در سواحل کاستاریکا ؛ یرزینا و همکاران (۲۰۱۰)^{۱۵} در سیرا نوادا؛ سارپ و دیزگان (۲۰۱۲)^{۱۶} در آناتولی ترکیه؛ گائو و همکاران (۲۰۱۳)^{۱۷} در شمال شرقی فلات تبت؛ دمولین و همکاران (۲۰۱۵)^{۱۸} در پلیونز یونان؛ لوپری و همکاران (۲۰۱۵)^{۱۹} در کومان هیمالیا؛ توپال و همکاران (۲۰۱۶) ۲۰ در آق شهر ترکیه؛ چنگ و همکاران (۲۰۱۶) ۲۱ در یکن؛ متئو و همکاران (۲۰۱۶) ۲۲ در ساراواک جزیرهٔ

- 2. Sarp and Duzgun
- ^{3.} Ouchi
- ⁴. Schumm
- ^{5.} Jain and Sinha
- 6. Malik and Mohanty
- 7. Turowski et al.
- 8. Mahmood and Gloaguen
- 9. Andreani et al.
- ¹⁰. Bhat et al.
- ^{11.} Troiani et. al.
- ¹². Mathew et al.
- ¹³. Bull and McFadden
- ¹⁴. Wells et al.
- 15. Pérez-Peña et al.
- ¹⁶. Sarp and Düzgün
- ¹⁷. Gao et al.
- ¹⁸. Demoulin et al.
- ¹⁹. Luirei et al.
- ²⁰. Topal et al.
- ²¹. Cheng et al.
- ²². Mathew et al.

^{1.} Burbank and Anderson

بورنئو؛ توپال (۲۰۱۹)^۱ درجنوب غربی آناتولی؛ عبید و آلن (۲۰۱۹)^۲در کمربند چین خورده- رانده زاگرس و در ایران به خیام و مختاری کشکی (۱۳۸۲) در مخروط افکنه های میشوداغ؛ سیف و خسروی (۱۳۸۹) در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارسان؛ بهرامی و همکاران (۱۳۹۰) در زاگرس؛ یمانی و همکاران (۱۳۹۲) در حوضه آبخیزنچی؛ منصوری و صفاری (۱۳۹۴) در حوضه فرحزاد؛ غلامی و موسوی (۱۳۹۷) در شمال بیرجند و میرجلیلی و همکاران (۱۳۹۸) در شرق یزد می توان اشاره نمود.

فعالیت تکتونیکی خطوارههای گسلی و فرایندهای زیرسطحی مرتبط، ژئومورفولوژی سطح زمین و توپوگرافی آن را کنترل میکنند. لذا بررسی تراکم این خطوارهها می تواند در ارزیابی فعالیتهای نئوتکتونیکی رهگشا باشد. امروزه علم دورسنجی در مطالعات زمین شناسی، جهت بررسی شکستگی ها و خطواره ها نقش بسزایی دارد. خطواره های ساختاری پدیده های خطی با الگوی ساده یا پیچیده در سطح زمین هستند که ناشی از تجمع تنش در اطراف شکستگیها و گسلها می باشند. با توجه به اینکه مطالعات آماری و هندسی خطوارههای گسلی در تحلیل مناطق فعال تکتونیکی امری ضروری می باشد، لذا در این پژوهش با استفاده از عکس های هوایی، تصاویر ماهواره ای، مدلهای زمین رقومی، ارتفاع رقومی و سایه ارتفاعی خطوارگیها با دقت بالا شناسایی شدند. با استفاده از تحلیل فرکتالی، الگوی حاکم بر خطوارههای گسلی و شدت تراکم آنها در ۶ پهنه به روش مربع شمار مورد بررسی قرار گرفت و بعد فرکتالی از طریق نمودارهای Top-log تخمین زده شد. در نهایت نتایج حاصل از تحلیل فرکتالی با مناطق فعال ترفین مودارهای گسلی و تحمین زده شد. در نهایت نتایج حاصل از تحلیل فرکتالی با مناطق فعال تکونیکی امری خسرو م

خصوصیات زمین شناسی و تکتونیکی

٩+

کمربند کوهزایی زاگرس در اثر برخورد ورقه های ایران و عربستان در ترشیری پسین تشکیل شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸)^۳. بخش چین خورده- رانده زاگرس که در پیشانی کوهزاد زاگرس واقع شده است، با حرکتهای تکتونیکی در میوسن میانی و سپس در پلیوسن پایانی دچار چین خوردگی شد، بنابراین از نظر سنی، دارای کوههای جوانی است (درویش زاده و محمدی، ۱۳۸۶ علایی طالقانی، ۱۳۸۶). از این رو، واحد ساختمانی زاگرس چین خورده- رانده از جمله مناطق فعال زاده و محمدی، ۱۳۸۶ علایی طالقانی، ۱۳۸۶). از این رو، واحد ساختمانی زاگرس چین خورده- رانده از جمله مناطق فعال تکتونیکی ایران است که می توان شواهد بالاآمدگی تکتونیکی را در تاقدیس های در حال رشد آن دید (انصاری لاری و همکاران، ۱۳۹۰). براساس وضعیت رسوبگذاری و ضخامت سازندهای مختلف می توان زاگرس را به سه زیر پهنه لرستان، فروبار دزفول و ناحیه فارس تقسیم نمود. منطقه مورد مطالعه بین طول های جغرافیایی ۸۴ تا ۲۰٫۸۹ درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۱۳۰ تا درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۱۳۰ تا درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۱۳۰ تا درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۲۰۰ تا درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۲۰۰ تا درجه شرقی و مرده مورده مطالعه بین طول های جغرافیایی ۲۰ تا درجه شرقی و عرض های جغرافیایی ۲۰۰ تا درجه شرقی و مرض های جزافیایی ۱۳۰۰ درجه شرقی و مرض واقع شده است (شکل ۱). مساحت حوضه آبریز خرم آباد ۲۳۱۲۵ کیلومتر مربع می باشد.

¹. Topal

^{2.} Obaid and Allen

³. Stocklin



شکل ۱: نقشه عناصر ساختاری کمربند چین خورده- رانده زاگرس، برگرفته از شرکتی و همکاران، ۲۰۰۵ و موقعیت زیر پهنه لرستان. محدوده منطقه مورد مطالعه با مستطیل صورتی رنگ، در شکل نشان داده شده است.

تاقدیس خرم آباد با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر و با روند شمال شرق– جنوب غرب در ناحیه لرستان و شهرستان خرم آباد قرار گرفته است. گسل رانده خرم آباد قسمتی از گسل زاگرس مرتفع می باشد که عامل شکل گیری تاقدیس مرتبط با گسل خرم آباد است. این گسل که در سطح زمین رخنمون ندارد، از بخش های جنوبی این تاقدیس عبور می کند (شکل ۲ الف). گسل های راندگی پنهان دیگری نیز در منطقه وجود دارند که در شکل (۲ الف) بر روی نقشه تصویر شده اند (عباسی و یساقی، ۱۳۹۰). قدیمی ترین سازند برونزد یافته در منطقه مورد مطالعه سازند گرو می باشد که هسته تاقدیس خرم آباد را تشکیل می دهد. سایر رخنمونهای سنگی به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای سروک، ایلام، امیران، کشکان و آسماری می باشد (شکل ۲ الف).

مواد و روشیها

در مطالعات مورفوتکتونیکی و فرکتالی حوضه خرم آباد از دقیق ترین داده های مدل رقومی سرزمینی (DTM) سازمان نقشه برداری ایران بر مبنای نقشه های توپوگرافی در مقیاس ۲۵۰۰۰۰ و داده های ارتفاعی رادار (SRTM) با دقت ارتفاعی ۳۰ متر، تصاویر هوایی، تصاویر ماهواره ای لندست و نقشه های زمین شناسی استفاده شده است . همچنین جهت آماده سازی این داده های رقومی، از نرم افزارهای کاربردی Coogle earth ، Arc Gis مورفوتکتونیکی Geomatica و ENVI استفاده شده است. بر این اساس، در این پژوهش به بررسی کمی شاخص های مورفوتکتونیکی معرفی شده پرداخته شده است. در ارزیابی وضعیت تکتونیک فعال در هر منطقه ای به برخی از شاخص های مورفوتکتونیکی متوسل می شوند. شاخص های مورفوتکتونیک که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته اند، عبارت اند از: گرادیان طول مودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، نسبت پهنای کف بستر به ارتفاع دره (VT)، انتگرال هیپسومتری (H)، نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)، پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf) و شاخص پیچ وخم رودخانه (S). پس از محاسبه شاخص ها با توجه به جدول ۱، وضعیت تکتونیکی منطقه مورد سنجش قرار گرفته اند، عبارت اند از: گرادیان طول شاخص ها با توجه به جدول ۱، وضعیت تکتونیکی منطقه مورد سنجش قرار گرفت. در پایان برای تعیین شاخص تکتونیکی فعال نسبی (Iat) برای کل حوضه، ارقام برآورد شده برای هر شاخص، از لحاظ وضعیت تکتونیکی در سه کلاس فعالیت زیاد (۱)، متوسط (۲) و کم (۳) طبقه بندی می شود (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸)^۱. اساس این تقسیم بندی، بر میانگین گیری فعال نسبی کلاس هایی است که با توجه به مقدار برآورد شده هرکدام از شاخص ها مشخص می شود. با استفاده از میانگین گیری نظر تکتونیکی در چهار کلاس خیلی فعال، فعالیت زیاد، ۲۰۰۸)^۱. اساس این تقسیم بندی، بر میانگین گیری و فعال نریزیابی و ها شخص هی مود. با استفاده از میانگین مردا نظر تکتونیکی در چهار کلاس خیلی فعال، فعالیت زیاد، مود از شاخص ها مشخص می شود. بر میانگین گیری و فر از ترین کلاس شاخص های منعان و موضعیت تکتونیکی حوضه ارزیابی می شود. هر اساس این بزیابی بر میانگین گیری فر فر سر شاخص ها می منوس می مود. و مو می از این خوست و می قرار مر تیز.

' El Hamdouni et al.

پهنه بندی مناطق فعال تکتونیکی با استفاده از شاخص های مورفومتری و تحلیل الگوی فرکتالی حاکم بر خطوارههای ساختاری منطقه مورد مطالعه می باشد. در نهایت نتایج حاصل از این مطالعات با یکدیگر مورد مقایسه خواهند گرفت.

یافته های تحقیق

شاخص های کمی ژئومورفیک شاخص گرادیان طول رودخانه (SL)

این شاخص توسط هک (۱۹۷۳)^۱ برای تشریح اثرات تغییرات محیطی بر روی نیمرخ طولی جریان تعریف شده است و به صورت رابطه (۱) تعریف شده است: (محمود و همکاران، ۲۰۱۲)^۲

 $SL = (\Delta H / \Delta L)L_t$ (۱) رابطه

در این رابطه، ΔH اختلاف ارتفاع دونقطه از رودخانه، ΔL فاصله آن دونقطه و L_t فاصله وسط آن قطعه تا خط تقسیم آب است. شاخص SL به قدرت جریان وابسته است و نسبت به تغییرات شیب، مقاومت سنگ، توپوگرافی و طول آبراهه حساس می با شد (زویلی و همکاران، ۲۰۰۴)". این شاخص در مناطقی که بـستر رودخانه در سنگهای سخت قرار دارد افزایش می یابد. (یمانی ۱۳۸۹، به نقل از کلر و پینتر، ۴۱۹۹۶). این شــاخص هر گونه بی نظمی را در نیمرخ طولی رودخانه نشان می دهد و از آنجایی که به تغییرات شیب آبراهه بسیار حساس است، بنابراین امکان ارزیابی ارتباط بین فعالیت های تکتونیکی با مقاومت سنگ و توپوگرافی را مهیا می سازد. اگر از آخرین عملکرد گسل زمان زیادی گذشته باشد ممکن است میزان SL دارای تغییرات محسوسی نباشد (کلر و پینتر، b۲۰۰۲). مقادیر شاخص SL برای حوضه خرم آباد با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی و سامانه اطلاعات جغرافیایی تعیین گردیده است. با توجه به آبراهه های اصلی در حوضه، میزان SL در ۴۷ زیر حوضه محاسبه گردید. بر اساس مقادیر محاسبه شده، این شاخص از ۹٫۲۵ تا ۵۷۴ متغیر می باشد. مقدار شاخص SL در زیر حوضه های ۴، ۲ و ۴۵ بیش از ۵۰۰ محاسبه شده و بیانگر فعالیت تکتونیکی بالا می باشد. در ۲۳ زیر حوضه تغییراتی در محدوده ۳۰۰ تا ۵۰۰ و فعالیت متوسط نشان می دهند. افزایش ناگهانی میزان شاخص، نشان دهنده تلاقی با یک زون گسلی فعال میباشد و دلیلی بر جوان بودن و یا فعالیت بیشتر آن نسبت بخش های کناری در حوضه میباشد. این زیر حوضه های با فعالیت زیاد تا متوسط در حوالی راندگی های اصلی واقع شده اند که نشانگر تاثیر فراخاست و کج شدگی ناشی از فعالیت این راندگی ها بر مقادیر SL بدست آمده می باشد. نق شه یهنهبندی شاخص گرادیان طول رودخانه بر اساس فعالیت های زیاد (۱)، متوسط(۲) و کم (۳) تهیه شده است (شکل ۲ ب).

شاخص انتگرال هیپسومتری (Hi)

تجزیه و تحلیل هیپسومتری به عنوان یک ابزار قدرتمند برای تفکیک مناطق نواحی فعال و غیرفعال تکتونیکی می باشد. انتگرال هیپسومتری بیانگر مساحت زیر منحنی هیپسومتری است که از رابطه (۲) محاسبه می شود (رودیگر و همکاران، ۲۰۰۹)^۵

¹. Hack

². Mahmood and Gloaguen

³. Zovoili et al.

⁴. Keller and Pinter

^{5.} Rüdiger et al.

 $Hi = \frac{\overline{H} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$

رابطه (۲)

در معادله ی فوق Hi انتگرال هیپسومتری، Hmin حداقل ارتفاع، Fi ارتفاع متوسط حوضه و Hmax حداکثر ارتفاع حوضه را نشان می دهند. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری، بالاآمدگیها و شکل گیری توپوگرافی جدید، مقادیر متوسط وضعیت تکتونیکی نسبتاً فعال و مقادیر پایین، حوضه های پست با فعالیت تکتونیکی کم را بیان می کنند (ده بزرگی، ۲۳۳:۲۰۱۰)^۱. بر اساس پارامترهای اندازه گیری شده، شاخص Hi در ۴۷ زیر حوضه محاسبه شده است که بین ۲۰٫۳ تا ۲٫۸ متنیر می باشد. مقادیر شاخص Hi در ۱۷ زیر حوضه تغییرات بین ۱ تا ۴٫۵ (فعالیت بالای تکتونیکی) و در ۲۲ زیرحوضه تغییراتی در محدوده ۴٫۵ تا ۴٫۵ (فعالیت متوسط) را نشان می دهند. با توجه به هم پوشانی این زیر حوضه ها با موقعیت راندگیهای محدوده ۴٫۵ تا ۴٫۵ (فعالیت متوسط) را نشان می دهند. با توجه به هم پوشانی این زیر حوضه ها با موقعیت راندگیهای محدوده ۴٫۵ تا ۴٫۵ (فعالیت متوسط) را نشان می دهند. با توجه به هم پوشانی این زیر حوضه ها با موقعیت راندگیهای محدوده ۴٫۵ تا ۴٫۵ (فعالیت متوسط) را نشان می دهند. با توجه به هم پوشانی این زیر حوضه ها با موقعیت راندگیهای محدوده ۴٫۵ تا ۴٫۵ (فعالیت متوسط) را نشان می دهند. با توجه به هم پوشانی این زیر حوضه ها با موقعیت راندگیهای محدود، نقشه پهنهبندی شاخص هاین می و مال را میتوان عامل اصلی ایجاد توپوگرافیهای جوان و بالغ در این نواحی عنوان نمود. نقشه پهنهبندی شاخص هیپسومتری بر اساس فعالیت های زیاد (۱)، متوسط(۲) و کم (۳) تهیه شده است (شکل ۲ ج).

شاخص نسبت پهنای کف بستر به ارتفاع دره (Vf):

رابطه (۳)

این شاخص در دره های اصلی که جبهه کوهستان را قطع می کنند مورد بررسی قرار می گیرد (سیلوا و همکاران، ۲۲۰۳۳، شاخص Vf دره های پهن (مقادیر زیاد Vf) ، دره های U شکل، و دره های V شکل (مقادیر کم Vf) را از هم تفکیک می کند. این شاخص از رابطه (۳) محاسبه می شود:

 $Vf = 2Vfw/(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})$

در رابطه فوق Vfw عرض کف دره، E_{1d} و E_{rd} ارتفاع دیواره های سمت راست و چپ دره و E_{sc} ارتفاع کف دره می باشد. این شاخص در ۴۷ زیر حوضه مورد محاسبه قرار گرفته است. برای هر زیرحوضه مقدار شاخص، با استفاده از مدل ارتفاع رقومی به صورت برشهای عرضی بر روی آبراهههای اصلی در ارتفاعات مختلف که درهها را قطع نموده اند، محاسبه شده است. می نقاط بیشتر در مسیرهایی هستند که محاسبه شده است. می ارتفاع رقومی به صورت برشهای عرضی بر روی آبراهههای اصلی در ارتفاعات مختلف که درهها را قطع نموده اند، محاسبه شده است. مقادیر Vf بدست آمده از ۴۱,۰ تا ۴۷,۹۷ تغییر میکنند. این نقاط بیشتر در مسیرهایی هستند که محاسبه شده است. مقادیر Vf بدست آمده از ۴۱,۰ تا ۴۷,۹۷ تغییر میکنند. این نقاط بیشتر در مسیرهایی هستند که توضع فعالیت مقده است و در آنها رودخانه ها و آبراهه های دائمی و فصلی جریان دارند. شاخص Vf در ۶ زیر حوضه فعالیت تکتونیکی بالا و در ۱۳ زیرحوضه فعالیت متوسط نشان می دهند که منطبق بر مسیر فعالیت سامانه های گسلی F_1 ، F_2 و F_3 می باشند و حاکی از این است که دره های V شکل عمیقی در پاسخ به فراخواست فعال شکل گرفته اند (شکل ۵ ر، ج). شکل (۲ د) موقعیت جغرافیایی نیمرخهای عرضی و پهنه بندی فعالیت تکتونیکی، بر اساس مقادیر اند (شاخص Vf در Vf در Vf می باشند و حاکی از این است که دره های V میکل عمیقی در پاسخ به فراخواست فعال شکل گرفته کرفته و لیک ۵ را زشان می دهند که منطبق بر مسیر فعالیت سامانه های کسلی F_1 ، F_2 و F_3 می باشند و حاکی از این است که دره های V شکل عمیقی در پاسخ به فراخواست فعال شکل گرفته اند (شکل ۵ ر، ج). شکل (۲ د) موقعیت جغرافیایی نیمرخهای عرضی و پهنه بندی فعالیت تکتونیکی، بر اساس مقادیر شاخص V را نشان می دهد.

شاخص عدم تقارن حوضه (Af)

این شاخص روشی برای ارزیابی میزان کج شدگی تکتونیکی در مقیاس حوضه زهکشی می باشد و از رابطه (۴) محاسبه می شود (هار و گاردنر، ۱۹۸۵)^۲:

$$Af = (A_r/A_t) * 100$$
 (۴) رابطه (۴)

پارامتر A_r مساحت حوضه در سمت را ست جهت جریان (با نگاه به پایین دست)، A_t مساحت کل حوضه زهکشی است. در رابطه بالا اگر مقدار شاخص Af حدود ۵۰ باشد نشان دهنده رودخانه ای است که دارای موقعیت مسیر ثابت و جریان مداومی ا ست و ن شان از نبود فعالیت تکتونیکی در منطقه می با شد. ولی اگر این شاخص دارای مقادیر بی شتر یا

¹. Dehbozorgi et al.

². Silva et al.

³. Hare and Gardner

کمتر از ۵۰ باشد، به دلیل کج شدگی و انحراف کانال اصلی رودخانه، نشان از فعالیت تکتونیکی در منطقه دارد (کلر، Af در ۱۹۸۶)^۱. به طور کلی جهت جریان رودخانه خرم رود از شرق به طرف غرب می با شد. با توجه به مقادیر شاخص Af در تقسیم بندی همدونی و همکاران (۲۰۰۸)، از ۴۷ زیر حوضه بررسی شده، ۱۵ زیر حوضه با فعالیت زیاد، ۲۴ زیر حوضه با فعالیت تکتونیکی متوسط و ۸ زیر حوضه با فعالیت تکتونیکی کم شناسایی شده است (شکل ۲ ر). همانطور که مشاهده فعالیت تکتونیکی متوسط و ۸ زیر حوضه با فعالیت زیاد، ۲۴ زیر حوضه با می می شده، ۱۹۸ زیر حوضه بر می می می می است. (شکل ۲ ر). همانطور که مشاهده فعالیت تکتونیکی متوسط و ۸ زیر حوضه با فعالیت تکتونیکی کم شناسایی شده است (شکل ۲ ر). همانطور که مشاهده می شود میزان عدم تقارن در بخشهای مختلف حوضه یکسان نیست. بررسی ها نشان می دهند اکثر زیرحوضه هایی که در مجاورت گسل قرار گرفته اند و به موازات جبهه کوهستان جریان دارند (مانند زیرحوضه های ۱۳، ۳۵، ۳۰ و ۳۱) میزان کم شدگی بالایی نشان می دهند. در برخی زیر حوضه ها شرایط لیتولوژیکی بر میزان کم کج شدگی تاثیرگذار بوده است (مانند زیرحوضه های ۴۰ روده است (مانند زیرحوضه های ۲۰ می کان نیست. مراسی ها نشان می دهند اکثر زیرحوضه هایی که در مجاورت گسل قرار گرفته اند و به موازات جبهه کوهستان جریان دارند (مانند زیرحوضه های ۱۳، ۳۵، ۳۰ و ۳۱) میزان کم شاخی مانی می از می ده در برخی زیر حوضه ها شرایط لیتولوژیکی بر میزان کم کم شدگی تاثیرگذار بوده است (مانند زیرحوضه های ۴۴ و ۴۵).

شاخص نسبت شکل حوضه (Bs)

حوضه های فعال تکتونیکی شکل کشیده ای دارند. با گذشت زمان و توقف فراخاست، شکل حوضه به تدریج دایره ای می شود و شاخص کاهش می یابد (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۱)^۲. طرح افقی شکل حوضه بوسیله نسبت کشیدگی آن از رابطه (۵) توصیف می شود (رامیرز– هریرا، ۱۹۹۸)^۳.

Bs = Bl/Bw (۵) رابطه (۵)

در معادله این شاخص، IB طول حوضه از خط الراس تا نقطه خروجی است (طول بالاترین و پایین ترین ارتفاع حوضه)، و Bw پهنای حوضه، که در پهن ترین نقطه آن اندازه گیری می شود. بر اساس طبقه بندی همدونی و همکاران (2008) مقدار شاخص حوضه ها به شرح ذیل می باشد: 4<Bs: حوضه فعال (کلاس ۱)، ۳-۴: حوضه نیمه فعال (کلاس ۲)، 35-Bs: حوضه با فعالیت کم (کلاس ۳). با توجه به میزان شاخص Bs در ۴۷ زیر حوضه که در محدوده ۶٫۸۱ تا ۶٫۹۷ متغیر می با شد، نقشه پهنه بندی تهیه شده است (شکل ۲ ص). بر اساس مقادیر بد ست آمده از این شاخص، ۳ زیرحوضه فعالیت بالا و ۱۲ زیرحوضه فعالیت متوسط تکتونیکی نشان می دهند. این زیرحوضه ها در مسیر راندگیهای اصلی ۲۶٫۵۱ و ۲۶ واقع شده اند و تاییدی بر فعال بودن این گسل ها و فراخواست سریع جبهه های کوهستان می باشند.

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf):

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان از توان بالایی برای شناسایی مناطق با فعالیت تکتونیکی برخوردار می باشد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶: ۲۰۵) این شاخص از رابطه (۶) محاسبه می شود (بال و مک فادن، ۱۹۷۴ و ۱۹۷۸).

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$
 (9)

در این رابطه Smf شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان، Lmf طول پیشانی کوهستان در محل اتصال کوهستان در امتداد پایه کوه و Ls طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می باشد. بر اساس تقسیم بندی همدونی و همکاران (۲۰۰۸) مقادیر Smf که دارای ارزش عددی بیشتر از ۱٫۱ هستند در کلاس یک و مقادیری که بین ۱٫۱ تا ۱٫۵ هستند، کلاس دو

². Burbank and Anderson

¹. Keller

³. Ramírez-Herrera

⁴. Bull and McFadden

⁵. Bull

و مقادیری که از ۱٫۵ بیشتر باشند در کلاس سه واقع می شوند. شکل (۲ ع) موقعیت مناطقی که Smf اندازه گیری شده و میزان فعالیت تکتونیکی آنها را نشان می دهد. این شاخص در ۱۱ زیر حو ضه، فعالیت بالا و در ۸ زیر حو ضه، فعالیت تکتونیکی متوسط نشان می دهد. در پای این جبهههای کوهستان، رسوبات کواترنری نهشته شده اند و شواهدی از قبیل مخروط افکنههای دگرشکل شده، حفاری عمیق آبراهه و گاها جابجایی در مسیر آبراهه مشاهده شده است که تاییدی بر فعالیت تکتونیکی در این مناطق میباشد. در برخی مناطق بخاطر فرسایش ناشی از شرایط لیتولوژیکی در سازندهای نرم از قبیل گچساران و گورپی و یا فرسایش و حضور رسوبات آبرفتی، اندازه گیری این شاخص در برخی زیرحوضه ها امکانپذیر نبود. شکلهای (۶ ب و ج)، دو مورد از مشاهدات میدانی پیشانی کوهستان را نشان می دهند.

.(S) شاخص پیچ و خم رودخانه (S)

تغییر در شیب بستر رودخانه تحت تاثیر فعالیت های تکتونیکی، رابطهی مستقیمی با میزان پیچ وخم رودخانه دارد. بنابراین هرچه مقادیر عددی بدست آمده از این شاخص بیشتر باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هرچه کمتر با شد، بر فعال بودن تکتونیک در منطقه دلالت می کند. برای ارزیابی شاخص پیچ و خم رودخانه از رابطه (۲) استفاده می شود (بال، ۱۹۷۸):

در این فرمول: S میزان سینو سیته یا پیچ وخم رودخانه، C طول رودخانه و V طول دره را نشان می دهد. مقدار شاخص پیچ و خم رودخانه در ۴۷ زیرحوضه تغییراتی از ۱٫۱ تا ۱٫۶ نشان می دهند که حاکی از وجود تکتونیک فعال تا متوسط در منطقه مورد مطالعه می باشد. این پارامترها در شکل (۲ ط) نشان داده شده اند. بر اساس مقادیر محاسبه شده از این شاخص، ۵ زیرحوضه فعالیت بالا و ۴۱ زیرحوضه فعالیت متوسط تکتونیکی نشان می دهند. مئاندری بودن رودخانه و آبراهههای موجود در درههای عمیق نیز تاییدی بر حرکات نئوتکتونیکی در حوضه می باشد.



شکل ۲: الف) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه ب) ارزیابی شاخص گرادیان طولی رودخانه. ج) ارزیابی شاخص انتگرال هیپسومتری. د) ارزیابی شاخص نسبت پهنای کف بستر به ارتفاع دره ر) ارزیابی شاخص عدم تقارن حوضه. ص) پارامترهای اندازه گیری شده شاخص نسبت شکل حوضه. ع) پارامترهای اندازه گیری شده شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان. ط) ارزیابی شاخص پیچ و خم رودخانه در حوضه خرم آباد.

محاسبه و تحليل بعد فركتال

کاربردی ترین روش آنالیز تحلیل فرکتالی، روش مربع شمار می باشد که در تحلیل گسل ها و شکستگی ها توسط

زمین شناسان مورد استفاده قرار گرفته است (اکوبو و اکای، ۱۹۸۷^۱؛ هیراتا، ^۲۱۹۸۹^۲؛ ایدزیاک و تمپر، ۳۱۹۹۶^۴؛ سوکمون و همکاران، ۱۹۹۶^۴، ۱۹۹۷؛ آنگولو و همکاران، ۱۹۹۸^۵). از آنجا که توزیع فرکتالی خطواره ها و شکستگی ها بیانگر نحوه فعالیت های تکتونیکی و چگونگی گسترش آن می باشد (تورکات، ۱۹۹۲)^۶ این ویژگی در این پژوهش مورد توجه قرار گرفت. اساس روش فرکتال محاسبه ابعاد فرکتالی عناصر هندسی است. معادله کلی محاسبه ابعاد فرکتالی به صورت رابطه (۸) می باشد:

$$N_n = C/r_n^D$$
 (۸) رابطه (۸)

 N_n تعداد متغیرهای معلوم در پدیده، مورد مطالعه، r_n بعد خطی ویژه، C عدد ثابت و D بعد فرکتالی می باشد. تحلیل نهایی بر اساس نمودار \log -log حاصل از تعداد مربع های حاوی ساختار خطواره (N_n) بر حسب طول ضلع مربع به کارگرفته شده (r_n) یا عکس آن ($1/r_n$) صورت گرفته است. برای بدست آوردن بعد فرکتالی از رابطه (۹) استفاده می شود:

- ³. Idziak and Temper
- ⁴. Suk Moon et al.
- ^{5.} Angulo- Brown et al.
- 6. Turcotte

¹. Okubo and Aki

². Hirata



شکل ۳: نقشه خطواره های گسلی نهایی و پهنه بندی منطقه مورد مطالعه (N۱ تا N6) بر روی تصویر ترکیبی ۷۵۲ لندست ۸.



شکل ۴: نمودارهای Log N-Log 1/r ترسیم شده برای محاسبه ابعاد فرکتالی ۶ پهنه مورد مطالعه.

جدول ۱: ابعاد مربع ها (rn) و تعداد مربع هایی که حاوی خطواره هستند (N) در ۶ پهنه مورد مطالعه.

rn(km)	N ₁	N ₂	N3	N4	N5	N6
23.94	1	1	1	1	1	1
11.97	4	4	4	4	4	4
5.985	16	16	16	16	16	16
2.992	50	58	60	63	61	50
1.496	113	176	172	182	194	143
0.748	286	451	419	384	526	332

شواهد صحرايي

مشاهدات صحرایی نشان دهنده شواهد تکتونیک فعال در گستره مورد مطالعه می باشد، که بر نتایج به دست آمده از شاخصهای ژئومورفیک منطبق می باشند. وجود اًبشارهای پلکانی در کوههای مخملکوه نشان دهنده نیک پوینتهای رودخانه ای در محل عبور گسل می باشد (شکل ۵ د). شواهدی نظیر درههای V شکل عمیق (شکل ۵ ص)، گورج (شکلهای ۵ ج، ر)، اشکال مثلثی و ذوزنقه ای (۵ الف٬ ع)، نیک پوینت ها (شکل ۵ د) درمهای نامتقارن (شکل ۵ ب) و جبهههای کوهستان (شکلهای ۶ ب، ج) از جمله شواهدی هستند که بر اثر فعالیت تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه شکل گرفته اند. موقعیت مکانی این ساختارهای ژئومورفیک بر روی شکل (۷) نشان داده شده اند. در تاقدیس های در حال بالاأمدگی، تکتونیک فعال باعث ایجاد لندفرمهای خاصی در جبهه کوهستان می شوند (ولز و همکاران، ۱۹۸۸ پتیت و همكاران، ۲۰۰۹). با گذشت زمان این لندفرمها دچار تغییرات می شوند (والاس، ۱۹۷۸). اشكال ذوزنقهای جوان اندكی پس از عمکلرد گسل شکل می گیرند که با گذشت زمان و تاثیر فرسایش به اشکال مثلثی شکل تبدیل میشوند (تپه و سزبیلیر، ۲۰۱۷) (شکل ۵ الف). بر این اساس، اشکال ذوزنقهای که در کنار راندگی ۲ و اشکال مثلثی که در کنار راندگی ۱ شکل گرفته اند دلالت بر جوانتر بودن راندگی ۲ دارد. در راندگی ۱ اشکال مثلثی جوانتر به جبهه کوهستان نزدیکتر هستند (زوولی و همکاران، ۲۰۰۴). این ساختارها نشان می دهند در این منطقه، پیشانی کوهستان فعال و در حال فراخاست می باشد. الگوی مئاندری و کج شدگی جانبی شده رودخانه خرم رود در پاسخ به این فراخاست می باشد (شکل ۵ الف). در یال جنوبی تاقدیس خرم آباد دو چین خوابیده مشاهده شده است که ناشی از فعالیتهای راندگی می باشند (شکلهای ۶ ب و ج). قرارگیری راستای سطح محوری این چین ها در راستای روند گسل، بیانگر چین تاقگون فرادیواره ای می باشد که عامل ایجاده کننده آنها گسل راندگی پنهان می باشد. شکل(۶ الف)، تاقدیس ملایمی در بخش مرکزی تاقدیس خرم آباد نشان میدهد، تشکیل این قبیل تاقدیس ها ناشی از وجود گسلهایی است که در سطح تظاهر ندارند و از یک سطح جدایشی میانی منشا گرفته اند. کوتاه شدگی ناشی از چین خوردگی تاقدیس خرم آباد یک ساختار فلسی از گسل.های راندگی و گسل راندگی در یال شمالی تاقدیس ایجاد نموده است که در شکل های (۶ د، ر) مشاهده می شود. براساس شواهد میدانی، وجود ساختارهای راندگی، چین خوردگی های مرتبط با راندگی و توپوگرافی مرتفع در منطقه شاهدی بر عملکرد فعال تنشهای تکتونیکی و برخاستگی می باشد.



شکل ۵: الف) موقعیت اشکال مثلثی، اشکال ذوزنقه ای، راندگی ها و رودخانه خرم رود بر روی تصویر گوگل ارث. ب) دره ای که دیواره های راست و چپ نسبت به هم نامتقارن می باشند. ج) گورج (تنگ دره) ایجاد شده در مسیر گسل د) نیک پوینت های شکل گرفته در مسیر گسل که موجب ایجاد آبشارهایی در این محل شده است. ر) گورج (تنگ دره) ایجاد شده در مسیر گسل ع) اشکال مثلثی شکل. ص) دره V شکل عمیق



شکل ۶: تصاویری از ساختارهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه. الف) تصویر تاقدیس مرتبط با گسل در سازند سروک. ب و ج) تصاویر تاقدیس های خوابیده مرتبط با گسل های کور. د، ر) تصاویر راندگی و ساختار فلسی شکل. پیکانهای مشکی رنگ به پیشانی کوهستان اشاره می کنند.

بحث

شناسایی مناطق دارای پتانسیل خطر زمین لرزه همواره از دغدغه های اصلی زمین شناسان بوده است و محققان با روشهای گوناگون آن را مورد مطالعه قرار دادهاند. دوره بازگشت طولانی بسیاری از زمین لرزههای بزرگ، امکان وجود حرکات خزشی در محل گسل های فعال که با زمین لرزه های شدید توأم نیستند و همچنین دوره زمانی کوتاه مدت ثبت زمین لرزه های دستگاهی سبب شده است اطلاعات حاصل از ثبت زمین لرزه ها دید کاملی از تکتونیک فعال مناطق را ارائه ندهد. با توجه به کمبود شدید اطلاعات لرزه شناسی دستگاهی و تاریخی در مناطق مختلف کشورمان و همچنین دوره بازگشت طولانی بسیاری از زمین لرزه های بزرگ، استفاده از شاخص های ژئومورفولوژی در شناسایی مناطق مختلف ضروری می نماید (سلیمانی، ۱۳۷۸). شواهد ژئومورفولوژیکی که فعالیت های طولانی مدت پوسته زمین را در خود ثبت می کنند، در شناسایی وضعیت تکتونیکی و ارزیابی مناطق لرزه خیز ابزار مفیدی به شمار می آیند.

کوهزاد زاگرس با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر، به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا، دگر شکلی پو سته ای فعال گسترده همراه با فعالیت لرزه ای شدیدی را در جهت جغرافیایی شـمال غرب– جنوب شـرق نشـان می دهد (گوربوز و سائین، ۲۰۱۸)^۱. این کمربند با نرخ همگرایی ۲ mm/a ۲ ۲ در جهت N8° ± 5° E (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) هنوز هم یک مرز همگرایی فعال محسوب می شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۴; ریگارد و همکاران، ۴۲۰۰۴; تالبیان و جکسون، ۲۰۰۴; تاتار، ۲۰۰۴; ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). هند سه و تحول جنبشی ساختارها در کمربند چین خورده- رانده زاگرس، به علت موقعیت خاص تکتونیکی، تنوع در رخسارههای ر سوبی و ضخامت لایه ها و سبک های چین خوردگی، الگوی خاصی از فعالیتهای نئوتکتونیکی را نشان میدهد و به وسیله گسل های راندگی کنترل می شوند که غالبا کور هسـتند (بربریان، ۱۹۹۵)^۷ و در سـطح زمین تظاهر ندارند. به همین دلیل در زیر پهنه لرسـتان، عدم انطباق برخی تغییر شکلهای سطحی با گسل های رخنمون یافته در سطح مشاهده می شود. در منطقه مورد مطالعه گسلهای راندگی در بعضی نقاط در سطح زمین رخنمون دارند (شکل۶) و به همراه گسل های کور که رخنمون سطحی ندارند، در طول کواترنر نقش مهمی را در ساختار ژئومورفولوژی منطقه ایفا کرده اند؛ به طوری که آثار این فعالیتها بر روی ویژگی های سیستم رودخانه ای و حوضه زهکشی دیده می شود. در این پژوهش ژئومورفولوژی تکتونیکی حوضه رودخانه خرم رود با استفاده از شاخص های کمی ژئومورفیک در ۴۷ زیر حوضه، مورد مطالعه قرار گرفته است. نتایج حاصل از این محاسبات، بر اساس شاخص فعالیت تکتونیکی نسبی (Iat) در چهار کلاس فعالیت تکتونیکی خیلی فعال، فعال، متوسط و کم بررسی شده و نقشه پهنه بندی حوضه تهیه شده است (شکل ۷). این نتایج بیانگر فعالیتهای تکتونیکی خیلی فعال تا فعال در نواحی شمال- شمال شرق و جنوب- جنوب غربی منطقه مورد مطالعه و فعالیت متوسط در برخی از زیرحوضه ها می باشند که بر محدوده راندگیهای اصلی انطباق نشان می دهند. بر اساس این نتایج قسمتهای شمال شرقی تاقدیس مرتبط با راندگی خرم آباد فعالیت تکتونیکی کمی نشان می دهند که می تواند به دلیل قرار گرفتن در زیر رسوبات آبرفتی و تاثير فرسايش باشد.

از آنجا که دگرریختیها و زمین لرزه های حا صل از فعالیت های تکتونیکی مرتبط با گسل های زیر سطحی ه ستند (یساقی،۲۰۰۶)، با تشخیص خطواره های گسلی که می توان فعالیتهای ناشی از حرکات عمقی گسلهای زیر سطحی را

- ^{4.} Regard et al.
- ^{5.} Talebian and Jackson

7. Berberian

^{1.} Gürbüz and Saein

^{2.} Vernant et al.

^{3.} Allen et al.

^{6.} Tatar et al.

در سطح زمین پی جویی نمود. در محدوده ای که خطواره های گسلی تراکم بیشتری دارند، مناطق فعالتر هستند و از نظر لرزه خیزی جزو نواحی پرخطر لرزه ای محسوب می شوند. استفاده از روش های فرکتالی در مطالعه خطواره های گسلی این امکان را فراهم می کند که بین نتایج بدست آمده از شاخص های ژئومورفیک و خطواره های گسلی فعال یک ارتباط منطقی برقرار نمود و با نتایج حاصل از تر سیم نمودارهای ابعاد فرکتالی، تغییرات ساختاری زمین شناختی و فعالیت های نئوتکتونیکی را مورد مقایسه قرار داد. بر پایه محاسبات ابعاد فرکتالی انجام شده در محدوده مورد مطالعه، میزان بعد فرکتالی در پهنه های N2 و N5 بی شترین مقدار را نشان می دهد که منطبق با مناطق دارای تراکم خطواره های گسلی فعالی گ است و بیانگر فعالیت تکتونیکی بالای این دو پهنه می باشد (شکل ۳). نواحی فعال تکتونیکی در روشهای تعیین فعالیت تکتونیکی نسبی (Iat) و تعلیل الگوی فرکتالی حاکم بر منطقه مورد مطالعه با یکدیگر همپوشانی نشان می دهد. با توجه به نتایج نهایی حاصل از این مطالعات، نواحی شمال شرق و جنوب جنوب غرب حوضه فعالیت تکتونیکی بالایی نشان می دهند و احتمال لرزه خیزی در آنها بالاست.

در ارزیابی فعالیت تکتونیکی منطقه با گردآوری دادههای زمین لرزهای تاریخی و دستگاهی در حوضه خرم آباد و ترسیم پراکنش کانون سطحی زمین لرزه های د ستگاهی (شکل۷) م شخص شد که در پیرامون گ سل های منطقه قرار دارند. بزرگی زمین لرزه ها از سده بیستم تا کنون، مابین ۲٫۲ تا ۵ ریشتر ثبت شده است که در عمق صفرتا ۶۷ کیلومتری رخ داده اند و تاییدی بر تحلیل تکتونیک فعال در این پژوهش می باشد.



شکل ۷: نقشه پهنه بندی نهایی حاصل از شاخصهای کمی ژئومورفیک در منطقه مورد مطالعه. موقعیت داده های لرزه ای و مشاهدات میدانی لندفرمهای فعال بر روی شکل مشخص شده است. بزرگی داده های لرزهای از ۲٫۲ تا ۵ ریشتر متغیر میباشند.

نتيجه گيري

با محاسبه شاخص های ژئومورفیکی Bs ،Hi ،Smf ،Af ،S ،SL و Vf در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، نرخ تکتونیک فعال در حوضه خرم آباد بررسی شد. با توجه به مقادیر شاخص های محاسبه شده، شاخص نسبی تکتونیک فعال (Iat) مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج کلی حاصل از شاخص Iat، نشانگر فعالیت تکتونیکی خیلی فعال تا فعال در شمال-شمال شرق و جنوب-جنوب غرب منطقه مورد مطالعه می باشد. استفاده توأم تفسیر خطواره های گسلی بر روی تصاویر لندست و بررسی فعالیتهای نئوتکتونیکی با استفاده از شاخص های ژئومورفیک زمینه مناسبی را برای شناسایی N2 نواحی فعال و پرخطر لرزه ای فراهم می سازد. تحلیل فرکتالی خطوره های گسلی در ۶ پهنه نشان می دهد، پهنه های 2N و و معال و پرخطر لرزه ای فراهم می سازد. تحلیل فرکتالی خطوره های گسلی در ۶ پهنه نشان می دهد، پهنه های 2N و می از می با میزان بعد فرکتالی خطوره های گسلی در ۶ پهنه نشان می دهد، پهنه های N2 و N3 با میزان بعد فرکتالی خطوره های گسلی در ۶ پهنه نشان می دهد، پهنه های N2 و N5 با میزان بعد فرکتالی خطوره های گسلی در ۶ پهنه نشان می دهد، پهنه های N2 و N5 با میزان بعد فرکتالی خطوره ها را دارا می باشند. نتایج بدست آمده، تحلیل شکل سنجی تکتونیک فعال درحوضه خرم آباد را تأیید می کنند و نشان می دهند نواحی شمال شمال شرق و جنوب- جنوب غرب محدوده مورد مطالعه از فعالیت تکتونیکی بالایی برخوردارند. سیمای کلی منطقه تا حد زیادی ناشی از فعالیت مد راندگی بزرگ با روند شمال خرمی – جنوب شرقی می باشد. این شواهد به همراه لندفرمهای فعال و زمین لرزههای ثبت شده (شکل Y) در امتداد گسل غربی محدوده مورد مطالعه از فعالیت تکتونیکی بالایی برخوردارند. سیمای کلی منطقه تا حد زیادی ناشی از فعالیت شد راندگی بزرگ با روند شمال غربی– جنوب شرقی می باشد. این شواهد به همراه لندفرمهای فعال و زمین لرزههای ثبت شده (شکل Y) در امتداد گسلهای منطقه مورد مطالعه همگی حاکی از تکتونیک فعال بوده که اهمیت توجه و مطالعه بیشتر را نشان می دهد.

سپاسگزاری

این تحقیق در قالب طرح پژوهشی شماره ۹۷۴۰۳۱۳۳۶۹۸ با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه لرستان انجام شده است. از دانشگاه لرستان بابت حمایت مالی تشکر و قدردانی می شود.

منابع

- انصاری لاری، ۱.، ثروتی، م.، رعیتی، ز.، ۱۳۹۰. بررسی ژئومورفولوژی طاقدیس طاهونه، لارستان، مجله جغرافیای طبیعی، دوره ۴، شماره ۴، صص ۸۶–۷۳.
- بهرامی، ش.، مقصودی، م.، بهرامی، ک.، ۱۳۹۰. بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه زهکشی در چهار حوضه آبخیز در زاگرس، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۳، صص ۲۰–۵۱.
- بیاتی خطیبی، م.، ۱۳۸۸. تشخیص فعالیت های نئوتکتونیکی در حوضهی آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخصهای ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، فضای جغرافیایی، دوره ۹، شماره ۵۵، صص ۵۰–۲۵.
- خیام، م،، مختاری کشکی، د.، ۱۳۸۲. ارزیابی عملکرد فعالیت های تکتونیکی بر اساس مورفولوژی مخروط افکنهها(مورد نمونه: مخروط افکنه های دامنه شمالی میشوداغ)، فصلنامه پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۴، صص ۱۰–۱۰.
- درویش زاده، ع.، محمدی، م.، ۱۳۸۴، زمین شناسی ایران (رشته جغرافیا)، چاپ اول، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- رامشت، م.، آراء ه.، شایان، س.، یمانی، م.، ۱۳۹۱. ارزیابی دقت و صحت شاخص های ژئومورفولوژیکی با استفاده از داده های ژئودینامیکی، مطالعه موردی: حوضه آبریز جاجرود در شمال شرق تهران، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۲، صص ۵۲–۳۵.
- سلیمانی، ش.، ۱۳۷۸، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیک فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزهشناسی، چاپ اول، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- سیف، ع.، خسروی ق.، ۱۳۸۹. بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطق فارسان، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۲، صص ۱۴۶–۱۲۵.

- عباسی، ث، یساقی، ع، ۱۳۹۰. استفاده از تصاویر لندست و دادههای زمین مغناطیسی در شناسایی خطوارههای گسلی و تحلیل خاستگاه آنها در ناحیه لرستان، زاگرس چین خورده. سنجش از دور و GIS ایران، شماره ۱، صص ۳۳–۱۹.
 - علايي طالقاني، م.، ١٣٨۶، ژئومورفولوژي ايران، چاپ چهارم، انتشارات قومس، تهران.
- غلامی، ۱.، موسوی، م.، ۱۳۹۷. بررسی بالاآمدگی تکتونیکی در کوه های شکراب واقع در شمال بیرجند (خراسان جنوبی) با استفاده از شواهد ریخت زمین ساختی، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمّی، شماره ۳، صص ۱۹۵–۱۸۱.
- منصوری، ر.، صفاری، ۱.، ۱۳۹۴. تحلیل فعالیت زمین ساختی حوض آبخیز فرحزاد از طریق شاخص های ژئومورفیک، فصلنامه اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، شماره ۲۴، صص ۱۰۵–۹۳.
- میرجلیلی، م.، قائمی، ف.، رحیمی، ب.، مشرفیفر، م.، غلامزاده, م.، ۱۳۹۸. ارزیابی فعالیت های نوزمین ساختی
 منطقه خاوری شهر یزد، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، شماره ۱۱۱، صص. ۲۷۰–۲۵۷.
- نگهبان، م.، خطیب، م.، ۱۳۸۴. بررسی تکتونیک فعال به روش تراکم سنجی آبراهه ها در اطراف گسل نصرت آباد (خاور ایران)، بیست و دومین همایش زمین شناسی، سازمان زمین شناسی کشور.
- یمانی، م.، باقری، س.، جعفری اقدم، م.، ۱۳۸۹. تأثیر نوزمین ساخت در مورفولوژی آبراهه های حوضه آبریز چله (زاگرس غربی) مجله محیط جغرافیایی، شماره ۱، صص ۸۲–۶۷.
- یمانی، م.، کامرانی دلیر، ح.، باقری، س.، ۱۳۹۲. مورفومتری و ارزیابی شاخص های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نوزمین ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال غربی)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۹، صص ۲۶–۱.
 - Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, 23(2).
 - Andreani, L., Stanek, P., K., Gloaguen, R., Krentz., O., Domínguez., G., L., 2014. DEM-Based Analysis of Interactions between Tectonics and Landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic), Remote Sens, 6, pp. 7971-8001.
 - Angulo-Brown, F., Ramirez-Guzman, A. H., Yepez, E., Rudoif-Nvarro, A., and Paviamiller, C.G., 1998. Fractal Geometry and Seismicity in the Mexican Subduction Zone, Geofisica International 37, pp. 29–33.
 - Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, pp.193–224.
 - Bhat, F.A., Bhat, I.M., Sana, H., Iqbal, M., Mir, A.R., 2013. Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using Remote Sensing and GIS. International Journal of Geomatics and Geosciences, 4(1), p.164.
 - Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Backwell Science: 274 p.
 - Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In Geomorphology in Arid Regions, Proceeding 8th Annual Geomorphology Symposium, State University New York at Binghamton, pp. 115-137.
 - Bull, W.B., 1978. Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. Geosciences Department, University of Arizona.
 - Cheng, W., Wang, N., Zhao, M., Zhao, S., 2016. Relative tectonics and debris flow hazards in the Beijing mountain area from DEM-derived geomorphic indices and drainage analysis. Geomorphology, 257, pp.134-142.
 - Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106(5), pp.571-581.
 - 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(4), pp.329-341.

پژوهش های ژئومورفولوژی کمّی، سال نهم، شماره ۳، زمستان ۱۳۹۹

- Demoulin, A., Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., 2015. Patterns of Quaternary uplift of the Corinth rift southern border (N Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry. Geomorphology, 246, pp.188-204.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96(2), pp.150-173.
- Gao, M., Zeilinger, G., Xu, X., Wang, Q., Hao, M., 2013. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China. Geomorphology, 190, pp.61-72.
- Gürbüz, A., Saein, A.F., 2018. Tectonic Geomorphology of the Zagros Orogen. In Developments in Structural Geology and Tectonics, 3, pp. 131-144.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the us Geological Survey, 1(4), pp.421-429.
- Han, Z., Wu, L., Ran, Y., Ye, Y., 2003. The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP). Journal of Asian Earth Sciences, 21(9), pp.989-998.
- Hare, P.W., Gardner, I.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Boston.
- Hirata, T., 1989. Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Pure appl. Geophys. 131, pp.157–170.
- Idziak, A., Teper, L, 1996. Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary Studies, Pure Appl. Geophys. 147, pp.239–247.
- Jain, V. Sinha, R., 2005. Response of active tectonics on the alluvial Baghmati River, Himalayan foreland basin, eastern India. Geomorphology, 70(4), pp.339-356.
- Keller, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. Active tectonics, pp.136-147.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active tectonics. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Luirei, K., Bhakuni, S.S., Kothyari, G.C., 2015. Drainage response to active tectonics and evolution of tectonic geomorphology across the Himalayan Frontal Thrust, Kumaun Himalaya. Geomorphology, 239, pp.58-72.
- Mahmood, S.A., Gloaguen, R., 2012. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. Geoscience Frontiers, 3(4), pp.407-428.
- Malik, J.N. and Mohanty, C., 2007. Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. Journal of Asian Earth Sciences, 29(6), pp.604-618.
- Mathew, M.J., Menier, D., Siddiqui, N., Ramkumar, M., Santosh, M., Kumar, S., Hassaan, M., 2016. Drainage basin and topographic analysis of a tropical landscape: Insights into surface and tectonic processes in northern Borneo. Journal of Asian Earth Sciences, 124, pp.14-27.
- Obaid, A.K. and Allen, M.B., 2019. Landscape expressions of tectonics in the Zagros fold-andthrust belt. Tectonophysics 766, pp.20-30.
- Okubo, P.G. and Aki, K., 1987. Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, J. Geophys. Res. 92, pp.345–355.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of America Bulletin, 96(4), pp.504-515.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. Geomorphology, 119(2), pp.74-87.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group, 23(4), pp.317-332.
- Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., 2008. Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SE Iran. Basin Research, 20(1), pp.23-48.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K.H., Soleymani, S., 2004. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. Tectonics, 23(4).

وضه خرم رود با استفاده از	تكتونيك فعال نسبى ح	ارزيابى
---------------------------	---------------------	---------

- Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T., 2009. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. Geomorphology, 104(4), pp.203-217.
- Sarp, G. and Duzgun, S., 2015. Morphometric evaluation of the Afşin-Elbistan lignite basin using kernel density estimation and Getis-Ord's statistics of DEM derived indices, SE Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 111, pp.819-826.
- Sarp, G. and Düzgün, Ş., 2012. Spatial analysis of morphometric indices: the case of Bolu pullapart basin, western section of North Anatolian Fault System, Turkey. Geodinamica Acta, 25(2), pp.86-95.
- Schumm, S.A., 1986. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics, pp.80-94.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajı, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology, 50(3), pp.203-225.
- Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D.F., Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology, 27(9), pp.1680-1696.
- Sukmono, S., Zen, M.T., Kadir, W.G.A., Hendrajaya, L., Santoso, D., Dubios, J., 1996. Fractal Geometry of the Sumatra Active Fault System and its Geodynamical Implications, J. Geodyn. 22, 1–9.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG bulletin, 52(7), pp.1229-1258.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International, 156(3), pp.506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. Geophysical Journal International, 156(2), pp.255-266.
- Tepe, Ç. and Sözbilir, H., 2017. Tectonic geomorphology of the Kemalpaşa Basin and surrounding horsts, southwestern part of the Gediz Graben, Western Anatolia. Geodinamica acta, 29(1), pp.70-90.
- Troiani, F., Galve, J.P., Della Seta, M., Piacentini, D., Savelli, D., 2012. Correlation between SLindex anomalies and slope failures in active mountain belts. In 16th Joint Geomorphological Meeting "Morphoevolution of tectonically active belts".
- Turcotte, D.L., 1992. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, Cambridge university Press, 398 p.
- Turowski, J.M., Lague, D., Hovius, N., 2009. Response of bedrock channel width to tectonic forcing: Insights from a numerical model, theoretical considerations, and comparison with field data. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 114(F3).
- Topal, S., Keller, E., Bufe, A., Koçyiğit, A., 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. Geomorphology, 259, pp.55-69.
- Topal, S., 2019. Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): Insights from geomorphic indices and drainage analysis. Journal of Mountain Science, 16(4), pp.909-923.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157(1), pp.381-398.
- Wallace, R.E., 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. J. Res. US Geol. Surv, 6(5), pp.637-650.
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. Geomorphology, 1(3), pp.239-265.
- Zovoili, E., Konstantinidi, E., Koukouvelas, I.K., 2004. Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos faults. Bulletin of the Geological Society of Greece, 36(4), pp.1716-1725.

1+7