

ارزیابی تکتونیک فعال حوضه آبخیز کرگانرود در دامنه شرقی تالش (بغروداغ)، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک

زهرا حاجی کریمی - دانش آموخته دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس.
سیاوش شایان* - دانشیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
رضا خوش رفتار - استادیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه زنجان.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۲/۱۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۸/۰۲/۱۷

چکیده

حوضه آبریز کرگانرود به عنوان یکی از زیر حوضه‌های مستقل دریای خزر در غرب استان گیلان واقع شده است. با توجه به فعال بودن حرکات کوهزایی در برخی از نواحی ایران و برای آگاهی از میزان فعالیت نیروهای درونی و تکتونیک در منطقه‌ی مطالعاتی، از هفت شاخص ژئومورفیک که عبارتند از: شاخص پیچ و خم بیشانی کوهستان (Smf)، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf)، شاخص گرادیان طولی رودخانه (SI)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی (S)، شاخص انتگرال هیپسومتریک (Hi) استفاده شده است. در این زمینه، مجموعه‌ای از روش‌های توصیفی، میدانی و تحلیلی به کار گرفته شد. نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی و مدل رقومی ارتفاعی منطقه (Dem) با قدرت تفکیک ۳۰ متر و نرم افزار ARC GIS 9.3 و تصاویر گوگل ارث به عنوان داده‌های اصلی تحقیق مورد استفاده قرار گرفتند. از ترکیب شاخص‌های ژئومورفیک با یکدیگر می‌توان رابطه‌ی شاخص فعالیت‌های تکتونیک (Lat) را به دست آورد. نتایج بررسی نشان داد که طبق مقادیر (Lat) حوضه کرگانرود در کلاس فعالیت‌های نئوتکتونیک زیاد قرار دارد. شواهد ژئومورفولوژیکی به دست آمده مانند پادگانه‌های رودخانه‌ای ارتفاع یافته، وجود تراس‌های قدیمی و آبراهه‌های عمیق شده و دره‌های V شکل نتایج تحقیق را تأیید می‌کند.

واژگان کلیدی: حوضه‌ی آبخیز کرگانرود، نئوتکتونیک، شاخص‌های ژئومورفیک، شواهد ژئومورفولوژیکی.

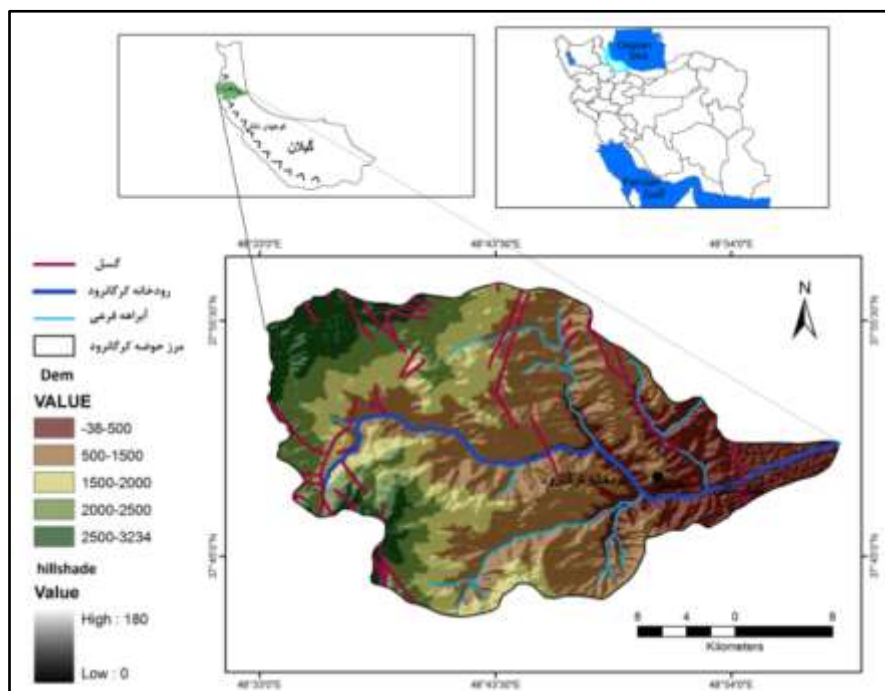
مقدمه

تقابل بدون توقف بین فرایندهای تکتونیکی که متمایل به ایجاد توپوگرافی است، با فرایندهای سطحی که تمایل به از بین بردن آنها را دارد، هسته‌ی اصلی تکتونیک ژئومورفولوژی^۱ را تشکیل می‌دهد (بوربانک و اندرسون^۲، ۲۰۰۱، ۲۰۰۳). شاخص‌های ژئومورفیک^۳ در بررسی فعالیت‌های تکتونیکی ابزار مفید و قابل اطمینانی هستند و در مناطق مختلفی که از نظر تکتونیکی فعال بوده‌اند آزمایش شده است (بول و فک فادن^۴، ۱۹۷۷؛ راکول^۵ و همکاران، ۱۹۸۴؛ سیلوا^۶ و همکاران، ۲۰۰۳). همچنین در مطالعه فعالیت‌های تکتونیکی در اواخر پلیوستوسن و هولوسن و به ویژه در مناطقی که نسبتاً فعال بوده‌اند این شاخص‌ها شناخته شده هستند و برای تخمین خطرات زلزله مهم می‌باشند (کلر و پینتر^۷، ۲۰۰۲). پدرا^۸ و همکاران (۲۰۰۹) شاخص‌های ژئومورفیک گرادیان رود، نسبت پهنا به ارتفاع دره و منحنی هیپسومتر را در مطالعه‌ی تکتونیک فعال ناشی از چین‌خوردگی در جنوب شرقی کشور اسپانیا مورد آزمون قرار دادند. وجتکو^۹ و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک، نیمرخ طولی و عرضی نرمال شده را در تکامل تکتونیکی حوضه‌ی زهکشی لبروک در اسلواکی مورد بررسی قرار دادند. جیاکنیا^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۲) شواهد ژئومورفیک تکتونیک فعال را در منطقه سیراآلهامینا^{۱۱} در جنوب شرق اسپانیا مورد بررسی قرار دادند و نتایج نشان از فعال بودن این منطقه از نظر تکتونیک در طی دوران پلیوستوسن، هولوسن و حال حاضر بوده است. در همین رابطه می‌توان به کارهای پژوهشگران دیگری همچون مددی و همکاران (۱۳۸۳)، گورابی و نوحه‌گر (۱۳۸۶)، مقصودی و کامرانی‌دلیر (۱۳۸۷)، مقصودی و همکاران (۱۳۹۰)، مردانی و همکاران (۱۳۸۸)، یمانی و همکاران (۱۳۸۹)، جباری و همکاران (۱۳۹۱)، رامشت و همکاران (۱۳۹۱)، اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۱)، رضایی مقدم و همکاران (۱۳۹۲)، منصور و صفاری (۱۳۹۴) و امیر احمدی و همکاران (۱۳۹۴) اشاره کرد. با توجه به مطالب بالا این پژوهش سعی دارد تا با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، میزان فعال بودن نیروهای درونی را در کوهستان تالش را براساس محاسبات تحلیلی و گزارش‌های نهایی بدست آمده از پژوهش‌های میدانی مورد مطالعه و ارزیابی قرار دهد.

موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه آبریز کرگانرود به عنوان یکی از زیر حوضه‌های مستقل دریای خزر در غرب استان گیلان (شهر هشتپر) و در دامنه شرقی کوه‌های تالش (دامنه شرقی ارتفاعات بگرداغ) واقع شده است. این حوضه با وسعتی برابر ۶۱۳/۴۴ کیلومترمربع بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۵۷ دقیقه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۸ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۸ دقیقه شرقی واقع شده و حداکثر ارتفاع حوضه ۳۲۳۴ متر و حداقل آن ۳۸- (خروجی حوضه) متر است. سطح بیشتر حوضه را پهنه‌های کوهستانی با پوشش جنگلی انبوه تشکیل می‌دهد و سطوح پست نیز علاوه بر بستر دره‌های رودخانه‌ای و کف سیرک‌های یخچالی عمدتاً به دلتای کرگانرود محدود می‌گردد (شکل ۱).

- 1-Tectonic Geomorphology
- 2- Burbank & Anderson
- 3-Geomorphic Indices
- 4-Bull & McFadden
- 5-Rockwell
- 6-Silva
- 7-Keller & Pinter
- 8- Pedrera
- 9- Vojtko
- 10- Giaconia
- 11-Sierra Alhamilla

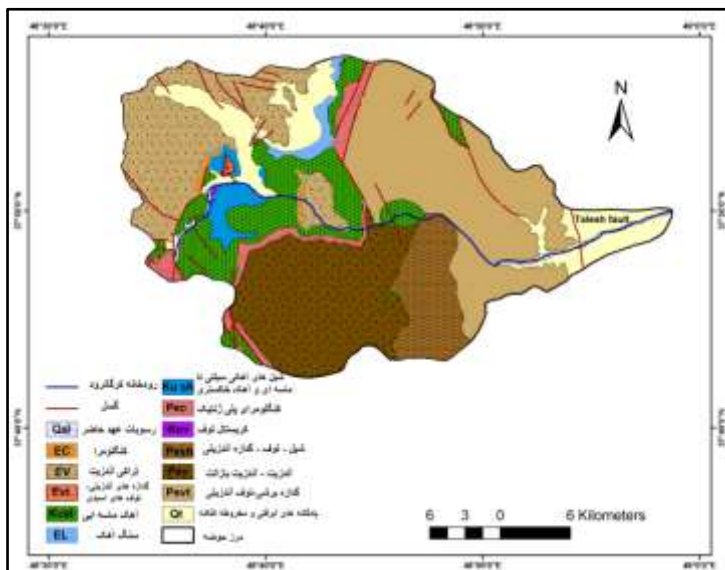


شکل ۱. موقعیت حوضه آبخیز کرگانرود

تحلیل ساختاری - زمین شناسی منطقه

منطقه ساحلی جنوب دریای خزر در تقسیمات ساختمانی ایران در زون البرز جای گرفته، ناحیه مورد مطالعه شامل پوسته اقیانوسی خزر جنوبی می باشد که در زیر پوششی از رسوبات مزوزوئیک - ترشیری و کواترنری مدفون است. منطقه مورد مطالعه از دیدگاه سنگ شناسی، به طور عمده متشکل از آندزیت، شیل، سنگ آهک، کنگلومرا، توف، پادگانه های آبرفتی و نهشته های کواترنری می باشد که تحت تأثیر گسل های مختلف می باشد (شکل ۲). مهم ترین و قدیمی ترین واحد پیکرشناسی گیلان، کوهستانهای تالش و البرز می باشند که اسکلت اصلی آنها از آغاز دوران سوم به وجود آمده و بنابراین در طول ده ها میلیون سال، شاهد عمیق ترین و پیچیده ترین تغییرات بوده و تحولات فراوانی از منشا دینامیک درونی و بیرونی را به خود دیده است. فرو افتادن حوضه ی خزر و افزایش ارتفاع نسبی بین قله کوهستانها و پایکوههای ساحلی، علاوه بر ایجاد کوهستانهایی نامتقارن، تشدید فرسایش آبهای روان را نیز به دنبال داشته است. در چنین شرایطی جریان آبهای دامنه ی کوهستانهای البرز و تالش را که مسلط به جلگه ی ساحلی می باشند، عمیقاً حفر نموده اند. آبهای جاری و تخریب و هوازدگی و فرآیندهای اولیه ی فرسایش به ویژه ریزش و لغزش و سولی فلوکسیون، در تشکیل و تحول دامنه ها بر حسب زمان و مکان نقش تعیین کننده ای داشته اند. اما دستکارهای عوامل فرسایش، به دلیل تنوع عوامل و طول زمان، در شکل ناهمواری چندان منعکس نیست. زیرا قدرت و مدت عملکرد این عوامل در زمان های جدیدتر، آثار دخالت عوامل گذشته را تقریباً به کلی از بین برده اند (فرج الله محمودی، ۱۳۶۸، ۷۷). از شواهد ژئومورفولوژیک تغییرات اقلیمی در ارتفاعات تالش می توان به سیرکها، دره های یخچالی، سنگ های سرگردان، رسوب های یخچالی، سطوح فرسایش یافته توسط یخ اشاره کرد. به طوریکه در سرچشمه ی کرگانرود دو دسته سیرک قابل تشخیص است. سیرک های دره ی اصلی کرگانرود با نگاه روبه جنوب و سیرک های دره رزه با نگاه رو به جنوب شرق است. سیرک های دره رزه کلاسیک ترین سیرک موجود در منطقه است (طاحونی، ۱۳۸۳، ۳۴). اما آثار دینامیک درونی به صورت چین ها و گسلها و آشفته گیهای چینه شناسی همه جا به روشنی مشهودند. گاهی بر اثر عملکرد گسلها، پرتگاه های سنگی قابل توجهی به وجود آمده و سنگها را مستقیماً در معرض فرسایش تخریبی قرار داده است. در حوضه کرگانرود اکثر گسلها به موازات رشته کوه تالش و گسل آستارا قرار دارند و محور آنها شمالی - جنوبی می باشد و همچنین دارای یک گسل فرعی در جنوب غربی

است. در واقع کنش گسل‌ها در شکل‌گیری ساختار گسترده مورد بررسی عامل مهمی بوده است. گسل آستارا (نبوی، ۱۳۵۵) یا گسل تالش (بربریان، ۱۹۸۳) گسل معکوس و فعالی با روند شمالی - جنوبی در باختر گودال خزر جنوبی می‌باشد. گسل تالش در ریخت‌شناسی منطقه نقش بزرگی داشته به طوری‌که رودخانه کرگانرود را در محل خروجی حوضه قطع کرده است بنابر نظر بربریان (۱۹۸۳) این گسل بیش از ۴۰۰ کیلومتر طول داشته و دامنه خاوری کوه‌های تالش تا نوار چین خورده و رورانده قفقاز کوچک را قطع می‌کند و به این ترتیب، رسوبات پالئوزوئیک - مزوزوئیک را در کنار و پهلوی رسوبات کواترنر دشت ساحلی خزر قرار می‌دهد. این گسل عامل فرونشینی دریای خزر است که این فرونشینی در خاور آن بسیار آشکار است. ساز و کار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحه گسل به سوی جنوب باختر است. این گسل توان لرزه‌ای داشته و در پی زمینلرزه‌های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ قفقاز، ساز و کار فشاری داشته است (بربریان، ۱۹۷۶). این گسل موجب انباشت سریع رسوبات سیلابی و پس از فروکش سیل سبب انحراف مسیر رودخانه می‌گردد. علاوه بر این حرکت را ست‌گرد گسل آستارا در مرز کوه با دشت موجب انحراف کلی رودخانه به سمت ساحل راست رودخانه می‌گردد. وجود پادگانه‌های دلتایی در فاصله بیش از ۱ کیلومتری واقع در ضلع شمالی بستر کنونی کرگانرود نشانگر تغییر مسیر رودخانه در سطح دلتا است که تنها با عامل زمین ساخت، می‌توان آن را توجیه نمود. در ضلع شمالی قاعده دلتا نیز به موازات خط ساحلی و در دو طرف پادگانه‌های دلتایی دو گسل به موازات همدیگر امتداد یافته‌اند. لذا می‌توان گفت بر اثر عملکرد این دو گسل پادگانه‌های دلتا به تدریج بالا آمده، و هم‌زمان با این فرآیند، رودخانه کرگانرود نیز به تبعیت از اختلاف شیب به دست آمده بین نیمه‌ی شمالی و جنوبی دلتا به سمت قسمت مرکزی جابه‌جا شده و در وضعیت کنونی استقرار یافته‌اند (صمدزاده و همکاران، ۱۳۹۱، ۱۸۲). الگوی رودخانه کرگانرود به صورت مستقیم است، پیچان‌رودهای کم موجود در سطح دلتای کرگانرود از نوع حفرشده دارای ارتفاع دیواره میانگین ۵ متر می‌باشند. معمولاً نقاطی که دارای حرکات تکتونیکی و جوان شدن بستر کانال می‌باشد، پیچان‌رودها شروع به حفر بستر خود می‌نمایند ولی در شرایط عادی پیچان‌رودها بدون حفر شدید در سطح جاری هستند و نهایتاً به دریا تخلیه می‌گردند. همچنین بریده شدن لایه‌های ضخیم رسوبات کواترنری کف بستر توسط عملیات حفر رودخانه و رسیدن به رخنمون‌های لایه‌های لسی زیرین، نشان از جوانشدگی نیمرخ طولی بر اثر بالا آمدگی کف بستر رودخانه توسط بالا آمدگی البرز است (کامرانی، ۱۳۸۹، ۶۵). در سواحل دریای خزر شواهد مورفولوژیکی زیادی وجود دارد که نوسان‌های مهم سطح این دریا را در کواترنر نشان می‌دهد. مشخص‌ترین آثار، پادگانه‌های دریایی و پادگانه‌های رودخانه‌ای وابسته به این تغییرات است. اهلرز (۱۹۷۱) از پادگانه‌هایی در بلندیهای کنار رودخانه‌ها یاد می‌کند که گاهی تا ارتفاع ۲۰۰ متر بلندتر از سطح دریا دیده می‌شوند و معتقد است که برای ارتفاع این پادگانه‌ها هیچگونه تعبیری نمی‌توان یافت مگر این که جنبش‌های زمین‌ساختی را عامل اصلی آنها دانست. چون با اطمینان می‌توان گفت که این پادگانه‌ها پس از نهشته شدن بالا آمده‌اند همچنین بیش از ۲ کیلومتر فرو افتادگی خزر جنوبی که با رسوبات دریایی کم ژرفا و یا آب شیرین زمان پلیوستوسن و کواترنر پیشین پر شده و تا ارتفاع ۱۰۰+ نیز رسیده است (پالوسکا، ۱۳۷۱، ۴۷). در طول دوران کواترنر پسین، از حدود ۱۲۰۰۰ هزار سال قبل، پسروری آب دریا کماکان ادامه داشته و آثار پیکرشناسی آن در دو مرحله به صورت پادگانه‌های دریایی جدیدتری به جای مانده است. حاشیه‌ی این پادگانه‌های دریایی جدید در ارتفاع ۱۰- متر در سراسر جلگه‌ی تالش به پرتگاه مشخصی ختم می‌شود. شواهد مشخص از این پادگانه‌ها در شمال هشتر (منطقه مورد مطالعه)، اطراف لندویل، چوبر و به جای مانده است (محمودی، ۱۳۶۸، ۹۲).



شکل ۲. نقشه زمین شناسی حوضه آبخیز کرگانرود مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵

مواد و روش ها

در این پژوهش داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلخال- رضوانشهر، Dem منطقه با قدرت تفکیک ۳۰ متر، عکس‌های هوایی سال ۱۳۴۸ منطقه در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و تصاویر گوگل ارث و مطالعات کتابخانه‌ای و میدانی به دست آمده است. ابتدا نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه در محیط نرم افزاری Arc Gis زمین مرجع و رقومی گردید و سپس لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز از جمله آبراهه‌ها، جبهه کوهستان و مرز حوضه مورد مطالعه به طور دقیق از نقشه‌های توپوگرافی و زمین شناسی و dem منطقه با قدرت تفکیک ۳۰ متر مشخص گردید؛ و نقشه و نیمرخ‌های لازم ترسیم گردید؛ سپس ۷ شاخص‌های ژئومورفیک؛ یعنی انتگرال هیپسومتریک (Hi)، شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf)، شاخص گرادیان رودخانه (Sl)، شاخص پیچ و خم رودخانه (S)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) و شاخص تقارن توپوگرافی (T) به منظور تحلیل و ارزیابی وضعیت نوزمین‌ساختی محدوده مورد مطالعه محاسبه گردید. در آخر از ترکیب نتایج شاخص‌های مورد بررسی از یک شاخص واحد به نام (Lat) جهت آنالیز نهایی تکتونیکی منطقه استفاده شده است.

یافته‌های پژوهش

شاخص سینوسی جبهه کوهستان (smf)^۱

این شاخص تعادل بین نیروهای فرسایشی و نیروهای تکتونیکی را نشان می‌دهد. این شاخص، بدون وابستگی به اقلیم و لیتولوژی، برای ارزیابی وضعیت تکتونیکی در امتداد جبهه‌های کوهستان به کار می‌رود (بول، ۲۰۰۷، ۱۹۷۷؛ کلو و پینتر، ۲۰۰۲؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳). در این روش با اندازه‌گیری پیچ و خم‌های ایجاد شده توسط آبراهه‌ها در جبهه‌ی کوهستان و تقسیم آن بر طول افقی در راستای گسل و جبهه کوهستان، می‌توان وضعیت یک منطقه را از نظر فعال بودن تکتونیکی مشخص نمود. این شاخص توسط بال (۱۹۷۷) تعریف گردید و به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$Smf = Lmf/Ls$$

رابطه ۱:

^۱-Mountain front sinuosity(Smf)

جدول ۱. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیکی مناطق بر اساس میزان شاخص (Smf)

مناطق	بسیار فعال (کلاس ۱)	با فعالیت متوسط (کلاس ۲)	غیر فعال (کلاس ۳)
میزان Smf	۱/۱-۲/۶	۱/۳-۸/۴	۷-۲

مأخذ: (Bull and McFadden, 1977)

جدول ۲. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیکی مناطق بر اساس میزان شاخص (Smf)

مناطق	بسیار فعال (کلاس ۱)	با فعالیت متوسط (کلاس ۲)	غیر فعال (کلاس ۳)
میزان Smf	$< 1/1 Smf$	$1/1 < smf < 1/5$	$smf > 1/5$

مأخذ: (Hamdouni et al, 2008)

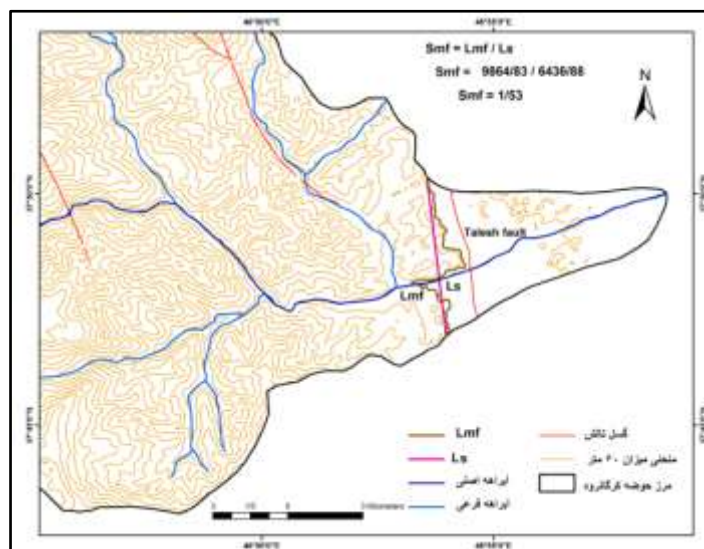
در رابطه فوق، Smf شاخص سینوسی جبهه کوهستان، Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست مشخص شیب (کنیک) و LS طول خط مستقیم جبهه کوهستان را نشان می‌دهند. شاخص سینوسی جبهه کوهستان شاخصی است که بیانگر توازن بین نیروهای فرسایش دهنده که تمایل به بریدن و ایجاد شکل‌های خلیجی شکل و برش به داخل جبهه کوهستان را دارند و نیروهای تکتونیکی که تمایل به ایجاد یک جبهه‌های کوهستانی مستقیم و منظم و احتمالاً همراه با گسل خوردگی دارند. این جبهه‌های کوهستانی با بالآمدگی تکتونیک فعال که به طور نسبی مستقیم هستند، با مقادیر کم Smf همراه می‌باشند. برخی از مطالعات مقادیر کمتر از ۱/۴ برای این شاخص را نشان دهنده جبهه زمین‌ساختی فعال می‌دانند (کلر، ۱۹۸۶؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳) و مقادیر بالاتر آن (معمولاً بیشتر از ۳) به طور معمول در ارتباط با جبهه غیرفعال است (راکول و همکاران، ۱۹۸۵؛ کلر، ۱۹۸۶). بول و مک فادن (۱۹۷۷) اعداد نزدیک به ۱ را نشان دهنده جبهه فعال تکتونیکی و مقادیر تا ۷ را نشان دهنده جبهه غیرفعال می‌دانند. در عمل مقادیر Smf ممکن است به آسانی از روی نقشه‌های توپوگرافی با عکس‌های هوایی محاسبه شود. با وجود این، مقادیر Smf بستگی به مقیاس تصاویر و نقشه‌ها دارد، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس کوچک (۱:۲۵۰۰۰۰) یک ارزیابی نابه‌هنجار برای شاخص سینوسی جبهه کوهستان ارائه می‌کنند. عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس بزرگ‌تر و قدرت تفکیک بالاتر (در صورت وجود اختلال در جبهه کوهستان) برای محاسبه شاخص Smf مفیدتر می‌باشند. جداول (۱ و ۲) دو نوع تقسیم‌بندی برای ارزیابی میزان فعالیت تکتونیکی مناطق را بر اساس شاخص (smf) نشان می‌دهند. برای محاسبه میزان این شاخص در منطقه‌ی مورد مطالعه، بر روی نقشه توپوگرافی، مقطع مورد نظر مشخص گردید. سپس با استفاده از رابطه‌ی ذکر شده، میزان سینوزیته‌ی جبهه‌ی کوهستان محاسبه شد (شکل ۳). طبق جدول (۳) مقادیر به دست آمده از شاخص (Smf) در منطقه‌ی مورد مطالعه را، می‌توان به این صورت تحلیل نمود. در حوضه کرگانرود شاخص $smf = 1/53$ است که طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی بول و مک فادن، حوضه کرگانرود را جزء مناطق بسیار فعال و بر اساس کلاس‌بندی همدونی و همکارانش در کلاس ۲، یعنی مناطقی با فعالیت متوسط جای می‌دهد. بنابراین بر اساس این شاخص حوضه کرگانرود دارای افزایش^۱ می‌باشد.

جدول ۳. شاخص (smf) و پارامترهای آن در جبهه‌ی کوهستانی حوضه کرگانرود

نام حوضه	Lmf(m)	Ls(m)	Smf	ارتفاع منحنی میزان (m)
کرگانرود	۹۸۶۴/۸۳	۶۴۳۶/۸۸	۱/۵۳	۶۰

مأخذ: نویسنده‌گان، ۱۳۹۵

۱-Uplift



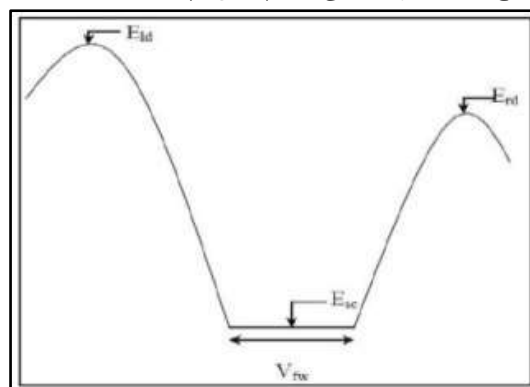
شکل ۳. چگونگی اندازه‌گیری شاخص سینوسی جبهه کوهستان (smf) در حوضه‌ی کرگانرود مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵

نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن (VF)^۱

این شاخص توسط بول و مک‌فادن (۱۹۷۷) تعریف گردید و به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$\text{رابطه ۲: } Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

در رابطه فوق Vf نسبت عرض به ارتفاع دره، vfw پهنا (عرض) دره، Eld و Erd به ترتیب ارتفاع خط تقسیم آب در قسمت راست و چپ دره، Esc ارتفاع کف بستر دره می‌باشد (شکل ۴).



شکل ۴. تصویر شماتیک از پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص (vf) مأخذ: کلر و پینتر، ۲۰۰۲

در مقدار Vf بین محققان اختلاف نظر وجود دارد مانند: ($Vf < 1$) سیلوا و همکاران، (۲۰۰۳)، ($Vf < 0/5$) بول، (۲۰۰۷)، ($Vf < 0/65$) ویون^۲ و همکاران، (۲۰۱۲). شاخص (Vf) را معمولاً در فاصله‌ی یک کیلومتری از جبهه کوهستان به طرف بالادست آبراهه اندازه‌گیری می‌کنند (بول و مک‌فادن، ۱۹۷۷، ۱۲۶). دره‌های عمیق V شکل ($Vf < 1$) نشان‌دهنده‌ی برش پایین‌رونده^۳ آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهای تکنونیک‌ی فعال است در حالی که دره‌های U شکل ($Vf > 1$) نشان‌دهنده فرسایش جانبی^۴ آب‌های جاری در پاسخ به کم شدن شدت فرآیندهای تکنونیک‌ی است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). پهنا‌ی کف

^۱-Valley floor width- to – height ratio (Vf)

^۲-Viveen

^۳-Downcutting

^۴-Lateral Erosion

دره با اندازه‌ی حوضه‌ی آبریز، فرسایش پذیری نوع سنگ و کاهش آهنگ بالآمدگی، افزایش می‌یابد (بول، ۱۲۴-۱۲۵: ۲۰۰۷). این نسبت به خصوص برای بررسی فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری پسین مناسب است (بول، ۸۳، ۲۰۰۹). بر طبق نظر بول (۲۰۰۷) مقادیر Vf ممکن است که نشانه‌ایی از پایین رفتن سطح نسبی دریا باشد به شرط آنکه مقادیر از حوضه‌های زهکشی با اندازه و موقعیت مکانی یکسان به دست آمده باشند، که این به علت این واقعیت است که بی ثباتی در پهنای کف دره ممکن است که تابعی از اندازه حوضه زهکشی باشد (آنتون^۵ و همکاران، ۲۰۱۴). در جداول (۴ و ۵) میزان فعالیت‌های تکتونیکی مناطق بر اساس شاخص (Vf) به دو روش ارائه شده است.

جدول ۴. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیکی مناطق بر اساس میزان شاخص (Vf)

مناطق	بسیار فعال	با فعالیت متوسط	غیر فعال
میزان Vf	$Vf < 1$	$2 < Vf < 1$	$Vf > 2$

مأخذ: Keller & Pinter, 1996

جدول ۵. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیکی مناطق بر اساس میزان شاخص (Vf)

مناطق	بسیار فعال	با فعالیت متوسط	غیر فعال
میزان Vf	$Vf \leq 0/5$	$0/5 \leq Vf < 1$	$Vf \geq 1$

مأخذ: Hamdouni et al, 2007

جدول ۶. میزان شاخص Vf و پارامترهای آن در حوضه کرگانرود

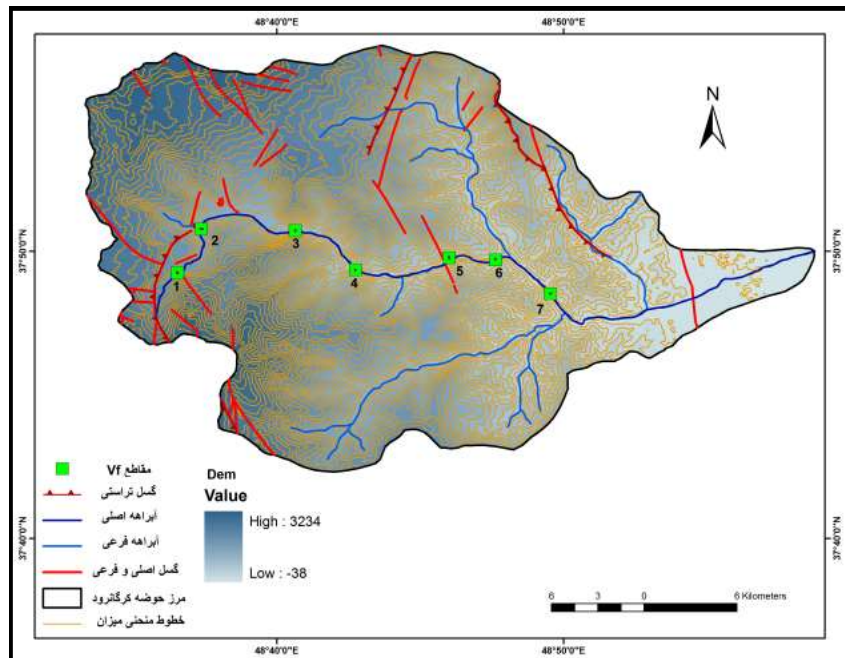
شماره مقطع	$Vfw(m)$	$Esc(m)$	$Eld(m)$	$Erd(m)$	Vf
۱	۱۳۱/۷۳	۱۵۸۰	۱۷۴۱	۲۳۲۱	۰/۲۹
۲	۱۴۱/۱۸	۱۲۰۰	۱۶۷۹	۱۷۳۹	۰/۲۷
۳	۸۸/۵	۸۶۰	۱۹۰۱	۱۸۱۳	۰/۰۸
۴	۷۴/۳۹	۵۸۰	۱۲۲۴	۷۶۵	۰/۱۷
۵	۱۲۰/۳۸	۳۸۰	۱۴۲۰	۱۱۲۰	۰/۸۰
۶	۸۱/۰۱	۲۸۰	۷۲۶	۱۰۰۰	۰/۱۳
۷	۱۰۰/۱۳	۱۸۰	۶۲۲	۸۶۱	۰/۱۷

مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵ $\sum = 0/27$

به منظور محاسبه شاخص (Vf)، برش‌های عرضی در جهت عمود بر آبراهه‌ی اصلی حوضه مورد مطالعه ترسیم گردید به طوری‌که هفت مقطع در نظر گرفته شد و سپس با استفاده از این برش‌ها و نیز مدل رقومی ارتفاعی منطقه همراه با نقشه‌های توپوگرافی مقادیر Esc, Vfw, Eld, Erd در حوضه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد و مقدار این شاخص به دست آمد (شکل ۵). طبق جدول (۶) مقادیر به دست آمده از شاخص (Vf) در منطقه‌ی مورد مطالعه را، می‌توان به این صورت تحلیل نمود. در حوضه کرگانرود شاخص $Vf = 0/27$ است که طبق تقسیم‌بندی کلر و پینتر، و همچنین در کلاس‌بندی ارائه شده از

5- Antón

همدونی، جزء مناطق بسیار فعال شناسایی گردید. بنابراین این دره‌ها از نوع V شکل می‌باشند که در پاسخ به حرکات قائم و جوان ایجاد شده‌اند.



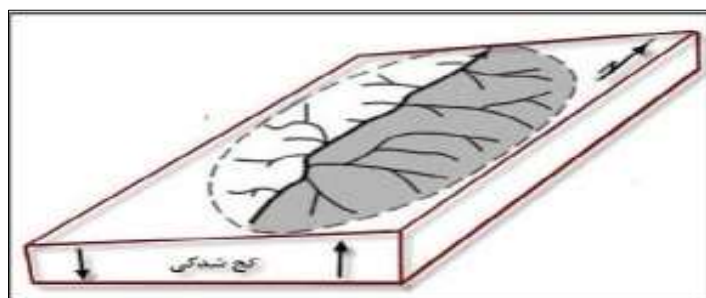
شکل ۵. چگونگی اندازه‌گیری شاخص پهنای دره به ارتفاع آن (Vf) در حوضه‌ی کرگانرود. مأخذ نویسندگان، ۱۳۹۵

عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)^۱

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی، کج‌شدگی جانبی حوضه را نسبت به مسیر رودخانه اصلی در اثر نیروهای تکتونیک نشان می‌دهد (Guarnieri & Pirrotta, 2008:265). در مناطق دارای تکتونیک فعال، به دلیل ظاهر شدن اثر این حرکات بر توپوگرافی محل، در یک سوی منطقه بالاآمدگی و در سوی دیگر فرونشست ایجاد می‌گردد. بنابراین، طول آبراهه‌های فرعی در سوی فرایش یافته و به دنبال آن مساحت دربرگیرنده‌ی این آبراهه‌ها در سمت فرایش‌یافته‌ی منطقه، بیشتر از همین طول در سمت مقابل خواهد بود (سلیمانی، ۱۳۷۷:۶۲). شاخص (Af) به صورت زیر تعریف می‌شود: رابطه $Af:3$: شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی؛ Ar : مساحت حوضه در سمت راست آبراهه اصلی در جهت پایین رود؛ At : مساحت کل حوضه‌ی زهکشی می‌باشد (شکل ۶). هرگاه مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر فرایش خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر از ۵۰ نشان‌دهنده عملکرد فرایش در ساحل سمت راست و مقدار کمتر از ۵۰، فرایش را در ساحل سمت چپ نمایش می‌دهد، که موجب انحراف کلی رودخانه به سمت ساحل راست حوضه زهکشی می‌گردد (هری و گاردنر^۲، ۱۹۸۵). در جداول (۷ و ۸) تقسیم‌بندی مناطق، بر اساس شاخص (Af)، طبق تقسیم‌بندی همدونی و همکارانش مشاهده می‌گردد.

¹- Asymmetry Factor (Af)

²- Hare & Gardner



شکل ۶. بلوک دیاگرام یک حوضه‌ی زهکشی متأثر از حرکات فرایشی (تکتونیک). مأخذ: مقصودی و همکاران، ۱۳۸۸، جدول ۷. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیک مناطق براساس شاخص Af

شاخص	بسیار فعال	با فعالیت متوسط	غیر فعال
Af	$Af > 15$	$7 < Af < 15$	$Af < 7$

مأخذ: Hamdouni et al 2008

جدول ۸. تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیک مناطق براساس شاخص Af

شاخص	بسیار فعال (کلاس ۱)	با فعالیت متوسط (کلاس ۲)	غیر فعال (کلاس ۳)
Af	$Af \geq 65$ or $Af < 35$	$35 \leq Af < 43$ or $57 \leq Af < 65$	$43 \leq Af < 57$

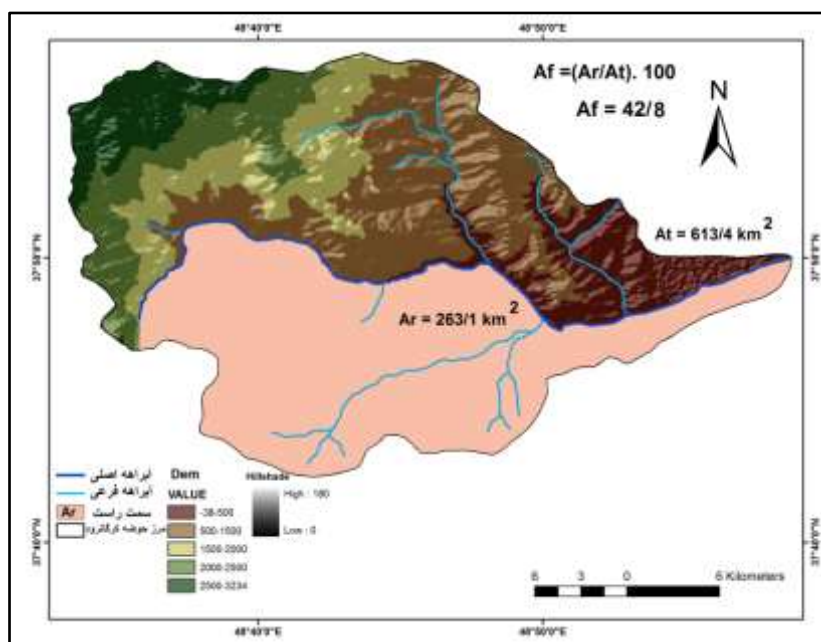
مأخذ: Hamdouni et al 2008

در حوضه کرگانرود شاخص $Af = 42/8$ می‌باشد (جدول ۹) که حاکی از فعالیت‌های تئوتکتونیک فعال و فرایش در سمت چپ رودخانه می‌باشد (شکل ۷) و همچنین بر اساس کلاس بندی ارائه شده توسط همدونی و همکارانش، حوضه کرگانرود جزء مناطق با فعالیت متوسط معرفی می‌شود.

جدول ۹. میزان شاخص (Af) و پارامترهای آن در حوضه کرگانرود

مکان	$At(km^2)$	$Ar(Km^2)$	Af	$ Af - 50 $
حوضه کرگانرود	۶۱۳/۴	۲۶۳/۱	۴۲/۸	۷/۲

مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵



شکل ۷. ارزیابی عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) حوضه کرگانرود. مأخذ نویسندگان، ۱۳۹۵

شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)^۱

شاخص SL به تغییرات شیب رودخانه بسیار حساس می‌باشد، این حساسیت برآورد میزان روابط موجود بین فعالیت‌های تکتونیکی، مقاومت سنگ و توپوگرافی را امکان‌پذیر می‌سازد. از پارامترهای ژئومورفیک مهم برای بیان تفاوت‌های نسبی بالاآمدگی در مناطق مختلف بوده ولی صرفاً بیانگر فعالیت تکتونیکی نیست؛ بلکه نقش عوامل دیگر مثل لیتولوژی را نیز بیان می‌کند. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه در سنگ‌های سخت قرار دارد، افزایش می‌یابد. میزان SL در مناطق فعال تکتونیکی زیاد می‌باشد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶:۱۳۰). همچنین شاخص SL به ساختمان سنگ شناسی بسیار حساس می‌باشد و در تجزیه و تحلیل نتایج به دست آمده از مقادیر SL باید تأثیر ساختمان سنگ شناسی را به حداقل رساند. فونت^۲ و همکاران (۲۰۱۰) در مطالعه‌ی رودخانه‌های منطقه‌ی نرماندی فرانسه، نشان دادند که هیچ رابطه‌ای بین واحدهای سنگ شناسی و مقدار SL محاسبه شده وجود ندارند و عامل سنگ شناسی تأثیر کمی در تغییرپذیری SL اعمال می‌کند. در مطالعه‌ای که چن^۳ و همکاران (۲۰۰۳) در تایوان انجام دادند که هرچه طول رودخانه بیشتر باشد، رودخانه کمتر تحت تأثیر سنگ‌شناسی بستر خود قرار می‌گیرد و هرچه طول رودخانه کمتر باشد، بیشتر تحت تأثیر ساختمان سنگ شناسی بستر رودخانه می‌باشد. مقادیر زیاد SL در سنگ‌های دارای مقاومت کم و یا در سنگ‌های از لحاظ مقاومت یکسان، می‌تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد (سلیمانی، ۱۵:۱۳۷۸). این شاخص به صورت زیر بیان می‌شود:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

رابطه^۴: SL شاخص گرادیان طولی رودخانه؛ ΔH : اختلاف ارتفاع ارتفاع در یک مقطع مشخص؛ ΔL : فاصله‌ی افقی در آن مقطع مشخص؛ L: طول رودخانه از نقطه‌ی مرکزی مقطع اندازه‌گیری شده تا سرچشمه رودخانه (شکل ۸). این شاخص بر اساس روش (Hamdouni et al, 2008) به صورت زیر رده بندی گردید (جدول ۱۰).

جدول ۱۰. رده‌بندی شاخص SL توسط (Hamdouni et al, 2007)

SL	رده
(SL ≥ 500)	۱
(300 ≤ SL < 500)	۲
(SL < 300)	۳

برای محاسبه‌ی شاخص SL در حوضه کرگانرود ابتدا با استفاده از مدل رقومی ارتفاع نیمرخ طولی رودخانه تهیه و منحنی‌های ۱۰۰ متری از آن ترسیم شد. سپس ۶ مقطع برای رودخانه کرگانرود در فواصل ۱۰۰ متری برای بررسی این شاخص در نظر گرفته شد (شکل ۹) و مقدار شاخص SL برای کل مسیر رودخانه از خروجی تا سرچشمه اندازه‌گیری شد و از تمام SL های به دست آمده میانگین گرفته شد و در نهایت مقدار SL برای کل رودخانه به دست آمد (شکل ۱۰). طبق جدول (۱۱) مقدار عددی بدست آمده از شاخص SL برای حوضه کرگانرود ۶۲۷/۲۹ می‌باشد و طبق تقسیم‌بندی همدونی و همکاران، جزء کلاس ۱ یعنی مناطقی با فعالیت نو زمین‌ساختی شدید قرار دارد. از سوی دیگر رودخانه کرگانرود دارای طول زیادی است (Lenght = ۴۴۴۵۶/۱۱ m)، که می‌تواند ناشی از فعالیت تکتونیکی در حوضه باشد. با توجه به نیمرخ طولی رودخانه کرگانرود ملاحظه می‌شود که تغییرات زیادی در طول آن دیده می‌شود که حاکی از فعالیت‌های شدید تکتونیکی می‌باشد که سبب بروز آنومالی‌های شدیدی در نیمرخ طولی رودخانه گشته است. البته لازم به ذکر است که شاخص گرادیان به تغییرات شیب حساس است؛ چنانچه تغییرات شیب طولی رودخانه نیز خود از فعالیت‌ها و جابجایی‌های تکتونیکی ناشی می‌شود. به طوری که بالا بودن میزان SL در بخش‌های مختلف با گسل‌های اصلی و

¹-Stream-Length gradient Index

²-Font

³-Chen

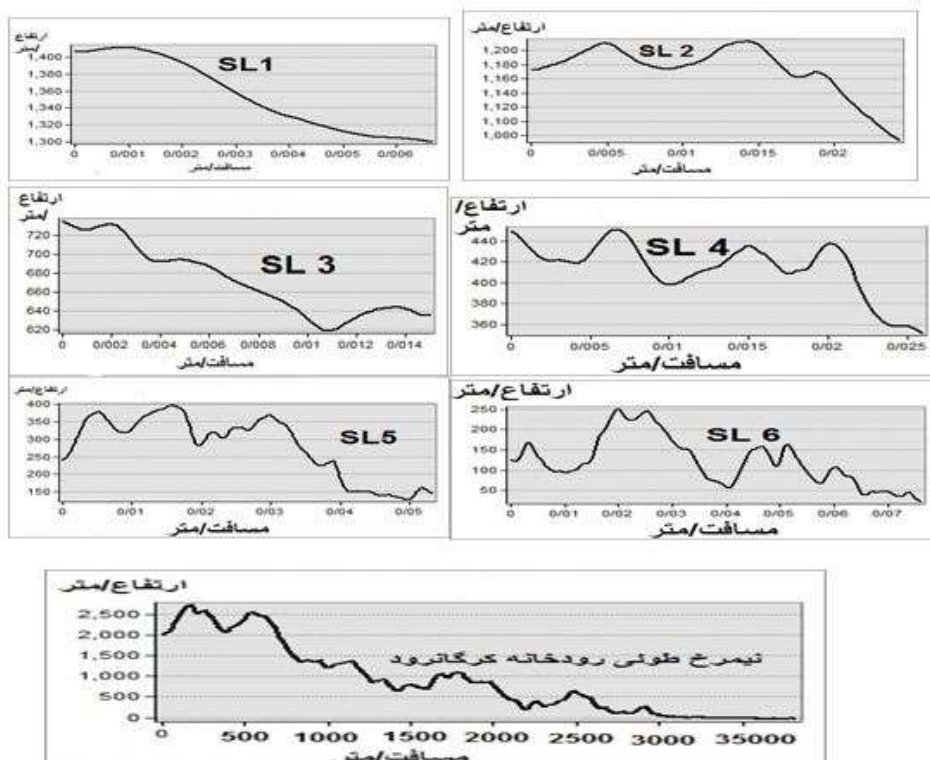
فرعی منطقه در ارتباط است. در مناطقی که گسل‌ها حضور یافته‌اند (مقاطع ۱ و ۴) میزان شاخص SL بالا بوده است. در مقاطع ۳ و ۵ مقاوم بودن سنگ بستر (تراکی آندزیت = Ev و توف آندزیتی = Pevt) در بالا رفتن میزان SL در این بخش موثر بوده است. اما در مقاطع ۲ و ۶، مقاومت کم سنگ بستر (نهشته‌های کواترنری) در پایین رفتن میزان SL در این بخش در مقایسه با سایر بخش‌ها نقش داشته است. در واقع تفاوت مقادیر SL در منطقه مورد مطالعه علاوه بر اثر گسل‌ها از عامل سنگ‌شناسی هم تأثیر پذیرفته است. به طوریکه نقشه زمین شناسی منطقه هم مؤید این مطلب است.

جدول ۱۱. پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص (SI) در حوضه کرگانرود

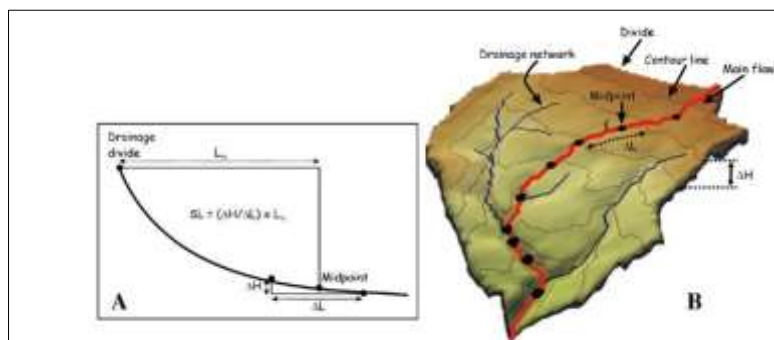
SL	L(m)	$\Delta H / \Delta L$	$\Delta L(m)$	$\Delta H(m)$	Midpoints(m)	ارتفاع (m)	شماره مقطع
۶۲۹	۴۶۹۵/۱۲	۰/۱۳	۷۴۶/۳۶	۱۰۰	۱۳۵۳	۱۳۰۳-۱۴۰۳	۱
۳۶۲/۵	۸۰۷۹/۶۱	۰/۰۴	۲۲۲۸/۳۴	۱۰۰	۱۱۲۳	۱۰۷۳-۱۱۷۳	۲
۹۶۰	۱۵۱۷۳/۴۲	۰/۰۶	۱۵۸۰/۴۱	۱۰۰	۶۸۵	۶۳۵-۷۳۵	۳
۸۱۴/۹۷	۲۱۰۵۸/۰۱	۰/۰۳	۲۵۸۳/۸۹	۱۰۰	۴۰۲	۳۵۲-۴۵۲	۴
۵۰۸/۶	۲۷۷۰۵/۰۴	۰/۰۱	۵۴۴۶/۹۲	۱۰۰	۱۹۳	۱۴۳-۲۴۳	۵
۴۸۸/۷	۳۴۸۳۹/۱۶	۰/۰۱	۷۱۲۸/۷۷	۱۰۰	۷۲	۲۲-۱۲۲	۶

$$\Sigma = 627/29$$

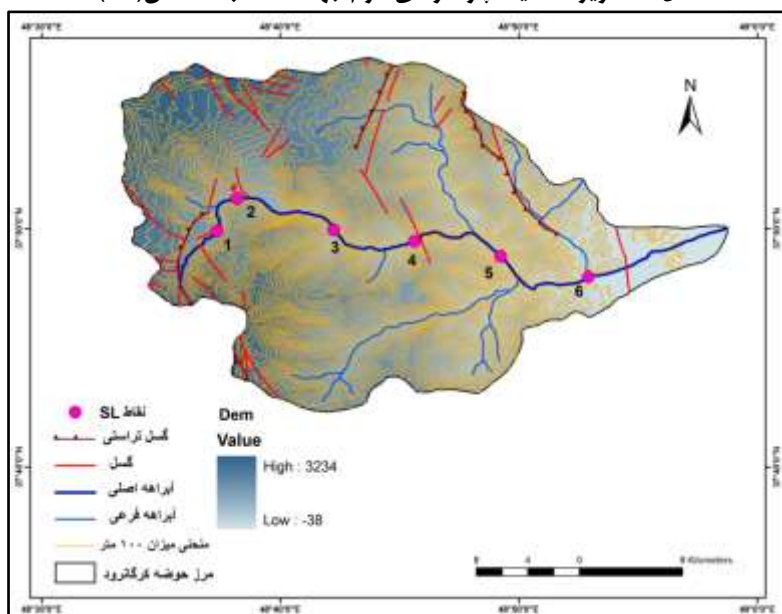
مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵



شکل ۹. تیمرخ طولی رودخانه کرگانرود به همراه مقادیر SL. مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵



شکل ۸. تصویر شماتیک پارامترهای لازم جهت محاسبه شاخص (SL)



شکل ۱۰. نقشه‌ی موقعیت مقاطع جهت محاسبه‌ی شاخص (SL) در حوضه‌ی کرگانرود. مأخذ: نویسنندگان، ۱۳۹۵

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T^۱

شاخص دیگری که می‌توان برای ارزیابی نامتقارن بودن حوضه و متعاقب آن، در بررسی حرکات تکتونیکی فعال از آن سود جست، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی می‌باشد. این شاخص نامتقارن بودن را در قسمت‌های مختلف دره رودخانه را نشان می‌دهد (کاکس^۲، ۱۹۹۴) (شکل ۱۱). به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود (Keller&Pinter 1996:127).

$$T = Da/Dd \quad \text{رابطه ۵:}$$

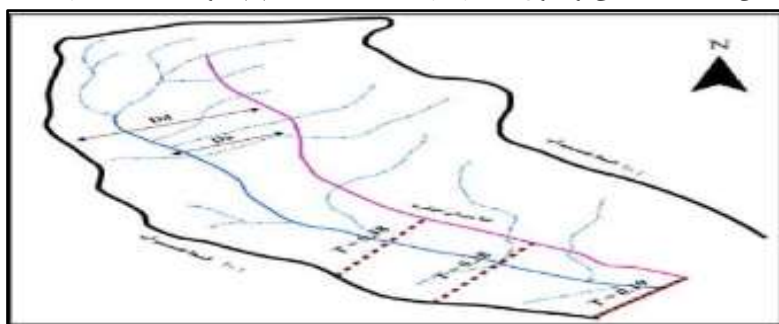
T: شاخص تقارن توپوگرافی عرضی. Da: فاصله‌ی خط میانی حوضه‌ی زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (رودخانه اصلی). Dd: فاصله خط میانی حوضه تا خط تقسیم آب می‌باشد. این روش، با عنوان Af که قبلاً شرح داده شده بود، به شواهد مستقیمی از کج شدگی زمین همخوان نیست، اما مانند شاخص Af این روشی برای شناسایی سریع شیب منطقه است و جهت کج شدگی از زمان هولوسن در سطح زمین را نشان می‌دهد. در حوضه‌های کاملاً متقارن $T=0$ است و مقدار T بیانگر یک بردار با مقدار عددی بین ۰ تا ۱ می‌باشد. با افزایش عدم تقارن مقدار T افزایش پیدا می‌کند (رندل^۳، ۱۹۹۴:۵۷۷). در این شاخص مقادیر عددی نزدیک به ۱ بیانگر تکتونیک فعال می‌باشد، در حوضه کرگانرود در ۱۳ مقطع از مسیر رودخانه از خروجی تا سرچشمه رودخانه اندازه‌گیری شد و از مجموع این اندازه‌گیری‌ها میانگین گرفته شد

^۱-Transverse Topographic Symmetry Factor(T)

^۲-Cox

^۳-Randel

تا عدد به دست آمده نماینده و بیان‌کننده کل مسیر رودخانه باشد شکل (۱۲). مقادیر عددی شاخص T به همراه سایر پارامترهای لازم برای حوضه مورد مطالعه به شرح جدول (۱۲) می‌باشد. با توجه به اینکه در این شاخص مقدار عددی صفر بیانگر تقارن حوضه بوده و نتایج بدست آمده از محاسبه‌ها از صفر بیشتر و به عدد یک نزدیک است، عدم تقارن در این حوضه اثبات شده و می‌توان بیان کرد که حوضه از نظر تکتونیکی حوضه‌ای فعال به شمار می‌آید. با این پیش‌فرض سه کلاس تکتونیکی جهت تشخیص شدت فعالیت تکتونیکی مشخص شده است. کلاس ۱؛ مقدار عددی بین کمتر از ۱ و بیشتر از ۰/۵ گویای فعالیت شدید تکتونیکی می‌باشد. کلاس ۲؛ مقدار عددی کمتر از ۰/۵ با کاهش تقارن و شدت فعالیت متوسط همراه است. کلاس ۳؛ مقدار عددی صفر که حاکی از تقارن کامل حوضه و عدم فعالیت تکتونیکی می‌باشد (نیک‌پور و همکاران، ۱۳۹۴، ۱۱۳). همانطور که در جدول (۱۲) ملاحظه می‌شود، میانگین مقادیر شاخص T در حوضه کرگانرود ۰/۲۰ می‌باشد. طبق تقسیم‌بندی این حوضه جزء کلاس ۲، یعنی مناطقی با شدت فعالیت تکتونیکی متوسط قرار دارند. از شواهد ژئومورفولوژیکی موجود در این حوضه که مقدار شاخص T را تأیید می‌نمایند می‌توان به مواردی چون عدم تقارن شبکه زهکشی و طول بیشتر آبراهه‌ها در سمت چپ رودخانه اشاره کرد.



شکل ۱۱. تصویر شماتیک پارامترهای لازم جهت محاسبه شاخص (T) مأخذ: کاکس، ۱۹۹۴

جدول ۱۲. مقاطع اندازه‌گیری شده شاخص (T) در حوضه کرگانرود

T	Dd(m)	Da(m)	شماره مقطع
۰/۱۰	۸۵۸۷/۷۲	۹۳۰/۵۵	۱
۰/۱۷	۱۲۲۷۱/۷۵	۲۱۰۷/۳۴	۲
۰/۱۵	۱۳۱۵۳/۹۱	۲۰۶۱/۴۴	۳
۰/۰۷	۱۳۴۶۴/۸۵	۱۰۳۶/۰۵	۴
۰/۱۵	۱۱۹۸۹/۷۹	۱۹۰۹/۷۳	۵
۰/۰۴	۱۲۷۷۵/۸۴	۵۳۱/۹	۶
۰/۰۹	۱۰۰۰۹/۴۹	۹۸۹/۶۹	۷
۰/۵۳	۶۲۷۶/۰۳	۳۳۷۴/۳۳	۸
۰/۴۶	۵۰۷۴/۳۳	۲۳۶۱/۷۱	۹
۰/۳۴	۴۶۵۲/۹۹	۱۶۱۴/۱۳	۱۰
۰/۲۶	۲۷۸۲/۰۸	۷۴۱/۳۱	۱۱
۰/۲۵	۱۵۴۸/۲۹	۳۸۷/۴۷	۱۲
۰/۵۴	۹۱۸۷/۱۸	۵۰۴۱/۹۹	۱۳
۰/۲۰	۸۵۹۸/۰۱	۱۷۷۵/۹۷	میانگین

مأخذ: نویسندگان، ۱۳۹۵

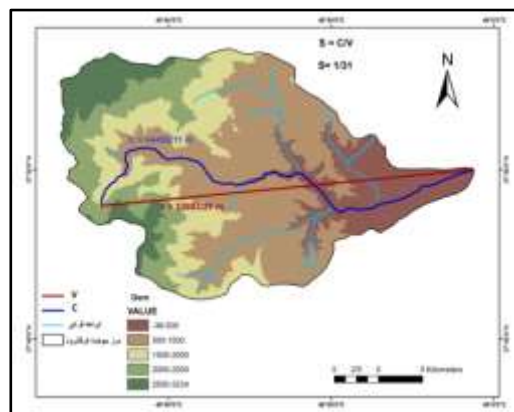
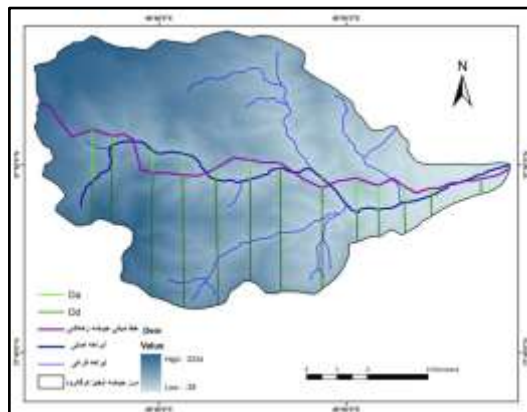
شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی (S)^۱

این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود: رابطه ۶: $S = C/V$: شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی C: طول رودخانه V: طول دره به خط مستقیم است. شکل (۱۳) نحوه‌ی ارزیابی شاخص S را نشان می‌دهد. از نظر چارچوب نظری رودخانه‌ای که تقریباً به حالت تعادل رسیده باشد، رودخانه جهت حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوبگذاری پیچ می‌خورد (بوربانک و اندرسون، ۲۰۰۰: ۸۳). تغییر شیب بستر رودخانه به علت فعالیت‌های تکتونیکی رابطه‌ی مستقیمی با پیچ و خم در مسیر رودخانه دارد. طرح‌های مماندری در حال حفر بستر می‌توانند یکی از نشانه‌های فرایش فعال باشند (سلیمانی، ۱۳۷۷: ۱۴). رودخانه‌هایی که پیچ و خم زیادی دارند به حالت تعادل نزدیک شده، در حالی که مستقیم بودن مسیر رودخانه بیشتر گویای جوان بودن منطقه و فعالیت نئوتکتونیکی است. زیاد بودن مقادیر عددی این شاخص، نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل را نشان می‌دهد، در حالی که مقادیر کم این شاخص، نشان‌دهنده‌ی فعالیت تکتونیک در منطقه‌ی مطالعاتی است. با محاسبه شاخص S بر روی حوضه کرگانرود مقدار عددی بدست آمده برای این شاخص برابر $S = 1/31$ می‌باشد (جدول ۱۳). با توجه به مقادیر به دست آمده از این شاخص می‌توان گفت که رودخانه هنوز به حالت تعادل نرسیده و پیچ و خم رودخانه کم و حالت خطی دارد و نیروهای درونی و زمین‌ساختی هنوز هم در تحول شکل‌زایی منطقه نقش بسزایی دارند. شواهد ژئومورفولوژیکی مسیر خطی رودخانه و عدم تعادل آن، مماندرهای پهن شده، کم بودن مماندرها در مسیر رودخانه، تغییر میزان عمق و پهنای بستر میزان بالای شاخص S را تأیید می‌کند.

جدول ۱۳. مقادیر مربوط به محاسبه شاخص S در حوضه کرگانرود

نام حوضه	C	V	S
کرگانرود	۴۴۴۵۶/۱۱	۳۳۸۸۳/۲۱	۱/۳۱

مأخذ: نویسنده، ۱۳۹۵

شکل ۱۳. ارزیابی شاخص (S) حوضه کرگانرود
مأخذ: نویسنده، ۱۳۹۵شکل ۱۴. ارزیابی شاخص (Hi) در حوضه کرگانرود.
مأخذ: نویسنده، ۱۳۹۵شاخص انتگرال هیپسومتریکی (Hi)^۲

تجزیه و تحلیل هیپسومتریکی به عنوان یک ابزار قدرتمند برای تفکیک مناطق و نواحی فعال و غیرفعال از نظر زمین‌ساختی دارای اهمیت جایگاه خاصی می‌باشند. یکی از ساده‌ترین راه‌ها برای توصیف شکل منحنی هیپسومتریکی یک حوضه زهکشی مشخص، محاسبه انتگرال هیپسومتریکی آن حوضه می‌باشد. این رابطه گرچه ارتباط مستقیمی با حرکات تکتونیکی نداشته اما به گونه‌ای غیرمستقیم وضعیت توزیع سطوح مختلف حوضه را نشان می‌دهد. مقادیر بالای این شاخص بیانگر

1-River Sinuosity(S)

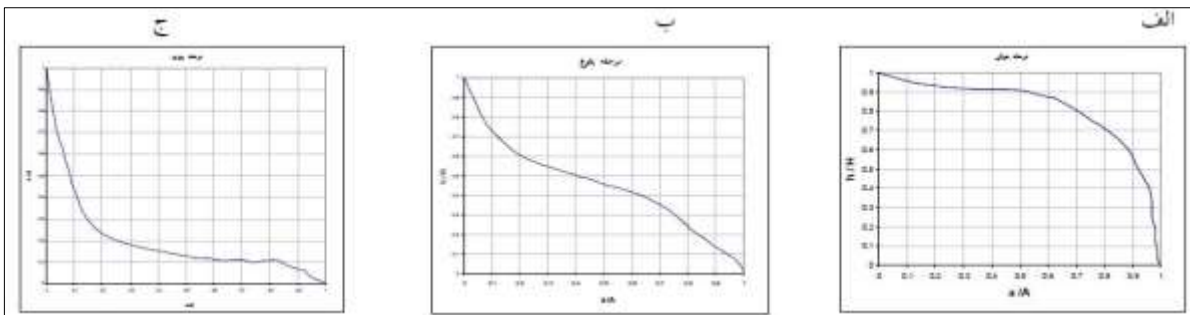
2-Hypsometric Integral(Hi)

مناطق مرتفع با بریدگی‌های عمیق و مقادیر پایین آن بیانگر مناطق کم‌ارتفاع و فرسوده می‌باشند (کلر و پینتر به نقل از گورابی، ۱۳۹۵). انتگرال هیپسومتریک یک حوضه به وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. یک را ساده را برای برآورد سریع انتگرال هیپسومتریک رابطه زیر می‌باشد:

رابطه ۷: حداقل ارتفاع - حداکثر ارتفاع / حداقل ارتفاع - ارتفاع متوسط حوضه = انتگرال هیپسومتریک

$$0/49 = (-38) - (3234) / (-38) - 1595$$

سه شاخص مورد نظر، به راحتی از نقشه‌های توپوگرافی به دست می‌آیند. حداقل و حداکثر ارتفاع حوضه، به وسیله‌ی نقشه‌ی توپوگرافی و ارتفاع متوسط حوضه نیز، از روش مدل ارتفاعی رقمی حوضه به دست می‌آیند. مقادیر عددی بالا برای انتگرال هیپسومتریک (بالاتر از ۵۰٪)، بیانگر توپوگرافی جوان، پستی و بلندی زیاد و فرآیند حفر قائم در دره رودخانه‌ها (شکل شماره ۱۴ الف) و مقادیر عددی متوسط تا کم، به ترتیب حاکی از توپوگرافی بالغ و پیر هستند (شکل شماره ۱۴ ب و ج). این شاخص در سه کلاس زیر طبقه‌بندی می‌شود. کلاس ۱: مقادیر عددی بزرگ‌تر از $(Hi \geq 0/5)$ بیانگر توپوگرافی جوان، کلاس ۲: مقادیر عددی متوسط $(0/4 < Hi \leq 0/5)$ بیانگر توپوگرافی بالغ، کلاس ۳: مقادیر عددی کمتر از $(Hi < 0/4)$ بیانگر توپوگرافی پیر می‌باشد (Hamdouni et al, 2008). طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی استرال (۱۹۵۲) نیز در سه کلاس زیر طبقه‌بندی می‌شود. کلاس ۱: $Hi < 30$ و کلاس ۲: $30 \leq Hi \leq 60$ و کلاس ۳: $Hi > 60$. در این مطالعه ارتفاع بیشینه و کمینه به طور مستقیم از نقشه توپوگرافی و ارتفاع متوسط حوضه نیز از میانگین ۵۰ نقطه ارتفاعی که به صورت رندم و تصادفی از Dem حوضه بدست آمده بود، محاسبه گردید. با بررسی صورت گرفته میزان انتگرال هیپسومتریک در حوضه کرگانرود $Hi = 0/49$ می‌باشد که با توجه به تقسیم‌بندی همدونی و همکاران و استرال بیانگر توپوگرافی بالغ در حوضه می‌باشد.



شکل ۱۴. منحنی‌های هیپسومتریک نظری

منبع: ادوارد و همکاران، ۱۹۹۵: ۱۲۵، گورابی، ۱۸۲، ۱۳۸۶

شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی (LAT)^۱

شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید: رابطه ۸: $LAT = S/N$

Lat: شاخص فعالیت‌های نسبی تکتونیکی؛ S: مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده؛ N: تعداد شاخص‌های محاسبه شده، شاخص به وسیله‌ی میانگین کلاس‌های مختلف شاخص‌های ژئومورفیک (S/N) به دست می‌آید و براساس مقدار به دست آمده از (S/N) به چهار کلاس تقسیم می‌گردد (جدول ۱۴) که در این تقسیم‌بندی کلاس ۱ با فعالیت بسیار بالای نتوتکتونیکی، کلاس ۲ با فعالیت نتوتکتونیکی بالا، کلاس ۳ با فعالیت نتوتکتونیکی متوسط و کلاس ۴ با فعالیت نتوتکتونیکی کمی فعال مشخص می‌شوند.

^۱-Index of Relative Active Tectonic

جدول ۱۴. طبقه‌بندی شاخص فعالیت‌های تکتونیک (LAT)

فعالیت زمین‌ساختی کم (کلاس ۴)	فعالیت زمین‌ساختی متوسط (کلاس ۳)	فعالیت زمین‌ساختی زیاد (کلاس ۲)	فعالیت زمین‌ساختی شدید (کلاس ۱)
$2/5 \leq lat$	$2 \leq lat < 2/5$	$1/5 \leq lat < 2$	$1 \leq lat < 1/5$

Hamdouni et al, 2007

برای محاسبه‌ی این شاخص، از بین ۷ شاخص محاسبه شده در منطقه‌ی مورد مطالعه، تعداد ۶ شاخص که دارای کلاس‌بندی بودند انتخاب گردید. در جدول (۱۵) نتایج ارزیابی شاخص فعالیت‌های تکتونیک (LAT) قابل مشاهده است.

جدول ۱۵. مقدار شاخص فعالیت‌های تکتونیک (Lat) در منطقه مورد مطالعه

نام حوضه	Smf	Vf	Af	SI	Hi	T	LAT	کلاس	فعالیت زمین‌ساختی
کرگانرود	۲	۲	۲	۱	۲	۲	$11/6 = 1/83$	۲	زیاد

با ارزیابی شاخص LAT در منطقه مورد مطالعه دریافتیم که حوضه‌ی کرگانرود در کلاس فعالیت‌های زمین‌ساختی زیاد قرار دارند.

نتیجه‌گیری

سطح بیشتر حوضه کرگانرود را پهنه‌های کوهستانی با پوشش جنگلی انبوه تشکیل می‌دهد و سطوح پست نیز علاوه بر بستر دره‌های رودخانه‌ای و کف سیرک‌های یخچالی عمدتاً به دلتای کرگانرود محدود می‌گردد. تکامل این دلتا به عنوان یکی از زیر سیستم‌های ژئومورفیک ساحلی دریای خزر در ارتباط با عوامل زمین‌ساختی می‌باشد و تکامل آن در ارتباط مستقیم با جنبش‌های شدید گسل آستارا و فرونشست خزر جنوبی می‌باشد. صمدزاده و همکاران (۱۳۹۱) نیز به این نتیجه رسیده بودند که پادگانه دلتایی که به صورت پرتگاهی بر خط ساحلی مسلط هستند و با مقایسه نمودن اوضاع آن در طول چند سال اخیر (ارتفاع پرتگاه در سال ۱۳۸۷ بین ۱/۲۰ تا ۱/۵۰ بوده در حالی که اندازه‌گیری سال ۱۳۹۰ ارتفاع آن مابین ۱/۶۰ تا ۱/۸۰ متغیر بوده) نشانگر فعال بودن جنبش‌های نوزمین‌ساختی به شکل حرکات قائم در طول سواحل شمالی کرگانرود (سواحل قرق) است. در این پژوهش پس از ارزیابی نتوکتونیک توسط شاخص‌های مورفوتکتونیک نتایج فوق بدست آمد؛ مقادیر به دست آمده از شاخص (Smf) و طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی بول و مک فادن، حوضه کرگانرود را جزء مناطق بسیار فعال و بر اساس کلاس‌بندی همدونی و همکارانش در کلاس ۲، یعنی مناطقی با فعالیت متوسط جای می‌دهد. بنابراین براساس این شاخص حوضه کرگانرود دارای فرایش می‌باشد. از دیگر شاخص‌های ژئومورفیک مورد استفاده در این مطالعه، شاخص (Vf) است. طبق تقسیم‌بندی کلر و پینتر، و همچنین در کلاس‌بندی ارائه شده از همدونی، جزء مناطق بسیار فعال شناسایی گردید. بنابراین این دره‌ها از نوع V شکل می‌باشند که در پاسخ به حرکات قائم و جوان ایجاد شده‌اند. سومین شاخصی که ارزیابی گردید، شاخص (Af) بود از نتایج به دست آمده از این شاخص این گونه استنباط می‌شود که در حوضه‌ی آبخیز کرگانرود حاکی از فعالیت‌های نتوکتونیک فعال و فرایش در سمت چپ رودخانه می‌باشد و همچنین بر اساس کلاس‌بندی ارائه شده توسط همدونی و همکارانش، حوضه کرگانرود جزء مناطق با فعالیت متوسط معرفی می‌شود. دیگر شاخص مورد بررسی، شاخص (SI) است. طبق تقسیم‌بندی همدونی و همکاران، جزء کلاس ۱ یعنی مناطقی با فعالیت نو زمین‌ساختی شدید قرار دارد. شاخص دیگر (T) می‌باشد. مقادیر این شاخص در حوضه‌ی کرگانرود، نشان‌دهنده‌ی عدم تقارن این حوضه، که جزء مناطقی با شدت فعالیت تکتونیک متوسط قرار دارد. شاخص بعدی، شاخص (S) که می‌توان گفت که رودخانه هنوز به حالت تعادل نرسیده و پیچ و خم رودخانه کم و حالت خطی دارد و نیروهای درونی و زمین‌ساختی هنوز هم در تحول شکل‌زایی منطقه نقش بسزایی دارند. شاخص (Hi) از دیگر شاخص‌های مورد در این پژوهش می‌باشد. که با توجه به تقسیم‌بندی همدونی و همکاران و استرالر بیانگر توپوگرافی بالغ در حوضه می‌باشد.

در نهایت با ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی (LAT) در منطقه‌ی مورد مطالعه دریافتیم که در حوضه‌ی کرگانرود (۱/۸۳ LAT) می‌باشد، و در کلاس ۲ با فعالیت‌های زمین‌ساختی زیاد قرار دارد. شواهد ژئومورفولوژیک نیز تأثیر تکتونیک بر منطقه‌ی مورد مطالعه را تأیید می‌کند.

منابع

- اسماعیلی، ر.؛ متولی، ص.؛ حسین‌زاده، م. م. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌ی واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، فصلنامه پژوهش‌های ژئومورفولوژیکی کمی، سال اول، شماره‌ی ۳، صص ۱۰۱-۱۱۴.
- امیراحمدی، ا.؛ ابراهیمی، م.؛ پورهاشمی، س. (۱۳۹۴). شاخص‌های ارزیابی تکتونیک فعال در برآورد وضعیت تکتونیکی در حوضه‌ی آبخیز حبله‌رود، فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۴۱، صص ۱۸۴-۱۶۱.
- پالوسکا، آ.؛ دگنز، ا. ت. ترجمه شهرابی، م. (۱۳۷۱). زمین‌شناسی کواترنر کرانه‌های دریای خزر، گزارش شماره‌ی ۶۰ سازمان زمین‌شناسی.
- سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۹۹۹). نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شیت خلخال - رضوانشهر.
- سازمان نقشه‌برداری کشور. (۱۳۴۸). عکس‌های هوایی مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.
- سازمان نقشه‌برداری کشور. نقشه توپوگرافی و فایل‌های رقومی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.
- سلیمانی، ش. (۱۳۷۷). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان " با نگرشی بر مقدمات دیرینه‌شناسی"، چاپ اول، انتشارات موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. تهران.
- جباری، ن.؛ ثروتی، م. ح.؛ حسین‌زاده، م. م. (۱۳۹۱). مطالعه‌ی مورفوتکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز حصارک (شمال غرب تهران)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره‌ی ۲، صص ۱۷-۳۴.
- رامشت، م. ح.؛ آراء، ه.؛ شایان، س.؛ یمانی، م. (۱۳۹۱). ارزیابی دقت و صحت شاخص‌های ژئومورفولوژیکی با استفاده از داده‌های ژئودینامیکی (مطالعه موردی: حوضه آبریز جاجرود در شمال شرق تهران)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال بیست و سوم، شماره‌ی ۲، صص ۳۵-۵۲.
- طاحونی، پ. (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیوستوسن در ارتفاعات تالش، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۷، صص ۳۱-۵۵.
- صمدزاده، ر.؛ خیام، م.؛ توانگر کلیمانی، ف. (۱۳۹۱). تحلیل نقش فرآیندهای هیدرومورفودینامیک در تشکیل و تکامل ژئومورفولوژیک دلتای کرگانرود در کواترنر، فصلنامه علمی - پژوهشی انجمن جغرافیای ایران، سال دهم، شماره‌ی ۳۳، صص ۱۶۹-۱۹۳.
- گورابی، ا. (۱۳۸۶). شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، صص ۱۷۷-۱۹۶.
- محمودی، ف. (۱۳۶۸). سیمای طبیعی گیلان، به کوشش ابراهیم اصلاح عربانی، جلد اول، گروه پژوهشگران ایران.
- مددی، ع.؛ رضایی مقدم، م. ح.؛ رجایی، ع. ح. (۱۳۸۳). تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال‌غربی تالش (باغ‌روداغ)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۸، صص ۱۲۳-۱۳۸.
- مردانی، ز.؛ قریشی، م.؛ آرین، م.؛ خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۹). نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه طالقان‌رود، شاهرود و سفیدرود در البرز مرکزی، شمال ایران، مجله‌ی علوم زمین، سال بیستم، شماره‌ی ۷۸، صص ۱۵۹-۱۶۷.
- منصوری، ر.؛ صفاری، ا. (۱۳۹۴). تحلیل فعالیت زمین‌ساختی حوضه آبخیز فرحزاد از طریق شاخص‌های ژئومورفیک، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، دوره ۲۴، شماره‌ی ۹۵، صص ۹۳-۱۰۵.
- مقصودی، م.؛ کامرانی دلیر، ح. (۱۳۸۷). ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها (مطالعه‌ی موردی: رودخانه تجن)، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره‌ی ۶۶، صص ۳۷-۵۵.

- مقصودی، م.؛ جعفری اقدم، م.؛ باقری سیدشکری، س.؛ مینایی، م. (۱۳۹۰). بررسی تکنیک فعال حوضه‌ی آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۵، صص ۱۳۶-۱۱۱.
- نیک‌پور، ن.، ثروتی، م. ر.؛ حسین‌زاده، م. م.؛ ده بزرگی، م. (۱۳۹۴). مطالعه‌ی ژئومورفولوژی (مورفوتکتونیک) بخش میانی طاق‌دیس کبیرکوه ایلام (محدوده بین پشته اریشت تا امامزاده شاه محمد کوه نشین)، پژوهش‌های ژئومورفولوژیکی کمی، شماره‌ی ۴، صص ۱۲۳-۱۰۴.
- یمانی، م.؛ باقری سیدشکری، س.؛ جعفری اقدم، م. (۱۳۸۹). تأثیر نوزمین‌ساخت در مورفولوژی آبراهه‌های حوضه‌ی آبریز چله (زاگرس غربی)، مجله محیط جغرافیایی، سال یکم، شماره‌ی ۱، صص ۶۷-۸۲.
- Antón, A., Vicente, G.D., Muñoz-Martín, A., Stokes, M., 2014, *Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia)*. *Geomorphology*, Vol. 206, pp.250-261.
- Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977, *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*, In: D.E. Doehring (ed.), *Geomorphology in Arid Regions, Proceedings 8th Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton*, pp.115-137.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001, *Tectonic geomorphology*, John Wiley & Sons, PP.13-32, 105-130, 201-230.
- Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., (2003). *Along- Strike variation of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implication based on Stream-gradient and hypsometric analysis*. *Geomorphology*, Vol. 56, pp. 109-137.
- 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*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, pp. 571-581.
- Font, M., Amorese, D. and Lagarde, J.L., 2010, *Dem and GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonics: the Normandy Intraplate Area (NW France)*, *Geomorphology*, Vol. 119, No. 3-4, PP. 172-180.
- Giaconia, F. Booth-Rea, G. Martínez-Martínez, J.M. Miguel Azañón, J. Pérez-Peña, J.V. Pérez-Romero, J. Villegas, I., 2016, *Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain)*. *Geomorphology*, Vol. 145-146 pp. 90-106.
- Guarnieri, P., Pirrotta, C., 2008, *The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily)*, *Geomorphology*, Vol. 95, pp260-273.
- Hare, P.H., Gardner, T.W., 1985. *Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica*. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston, pp. 75-104.
- Hamdouni, R.E., Irigaray, c., Fernadez, T., Chacon, J., Keller E.A., 2008, *Assessment of Relative Active Tectonic, South West Border of the Sierra Nevada (Southern Spain)*, *Geomorphology*, Vol. 96. PP. 150-173.
- Keller E.A and Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, prentice hall, new jersey.
- Keller, E. A. and Pinter, N., 2002, *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (second edition): Englewood Cliffs, Prentice Hall, New Jersey*. PP.362.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. and Azor, A., 2009, *Testing the Sensitivity of Geomorphic Indices in Areas of Low-rate Active Folding (Eastern Betic Cordillera, Spain)*, *Geomorphology*, Vol. 105, PP. 218-231.
- Randel, T.C., 1994, *Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify area of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment*. *Geological Society*. Vol. 106, pp. 571-581.

- Rockwell, T., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1984, *Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California*, In: M. Morisawa (ed.), *Tectonic geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium*, Allen and Unwin Publishers, Boston, PP. 183-207.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1984. *Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California*. In: Morisawa, M., Hack, T.J. (Eds.), *Tectonic Geomorphology. Publ. in Geomorphology, State University of New York, Binghamton*, pp. 183–207.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., 2003, *Fault - generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity*, *Geomorphology*, Vol. 50, PP.203-225.
- Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., 2012. *Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the lower Miño River terraces*. *Tectonophysics*, Vol. 544–545, pp. 13–30.
- Vojtko, R., Petro, L., Benova, A., Bona, J., Hok, J., 2012, *Neotectonic Evolution of Northern Laborec Drainage Basin (Northern Part of Slovakia)*, *Geomorphology*, Vol.138, PP. 276-294.