

بررسی فضایی شاخص‌های مورفوتکتونیکي دره‌ها با توجه به ساختمان زمین‌شناسی (مطالعه‌ی موردی: بخشی از ناهمواری‌های استان زنجان)

غلام‌حسن جعفری^۱

چکیده

در شهرستان‌های زنجان و ایجرود و بخش‌هایی از ابهر، طارم و ماهنشان استان زنجان، دره‌های فراوان و متعددی وجود دارد. این مقاله به بررسی و مطالعه‌ی شاخص‌های مورفوتکتونیکي برخی از این دره‌ها با در نظر داشتن ساختمان زمین‌شناسی پرداخته است. بدین منظور ابتدا دره‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس فرم و ساختمان تقسیم‌بندی شد. از مجموع ۱۴۹ دره شناسایی شده، ۳۷ دره ساختمان عمود بر گسل، ۹ دره در هر یک از ساختمان‌های موازی گسل، گسلی و عمود بر تاقدیس، ۱۰ دره در ساختمان عمود بر ناودیس، ۶ دره در ساختمان موازی با ناودیس، ۵ مورد در ساختمان ترکیبی از گسل با ناودیس یا تاقدیس (دره‌های ترکیبی) و ۶۴ دره‌ی باقی مانده به عنوان دره‌های سایر معرفی گردید. برای تعیین مقدار فعالیت نئوتکتونیکي دره‌ها از شاخص‌های مورفوتکتونیک مثل گرادیان طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (AF)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (VF) و شاخص میزان پیچ و خم رودخانه (S) استفاده شد. نتایج بررسی‌ها حاکی از آن است که منطقه‌ی مطالعاتی از نظر شاخص (SL) در همه‌ی طبقات انتخابی غیرفعال بوده، کمترین مقادیر SL با کم عمق‌ترین دره‌ها و مقادیر بالای آن بر عمیق‌ترین دره‌ها منطبق است. میانگین شاخص (VF) در هر یک از زیرحوضه‌ها نشان می‌دهد؛ که طبقه‌های ترکیبی و عمود بر گسل مابین یک و دو قرار داشته و نیمه فعال است؛ اما در سایر طبقات کوچک‌تر از یک بوده و تکتونیک فعال می‌باشد. همچنین منطقه از نظر حوضه‌ی زهکشی، نامتقارن است که علت آن فعال بودن منطقه از نظر شاخص (AF) است. پایین بودن شاخص (S) در همه طبقات مبین مستقیم بودن رودخانه و جوان و فعال بودن منطقه است. بررسی همچنان حاکی از این است که سایر دره‌ها از فعالیت نئوتکتونیکي، کمتر متأثر شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ساختمان زمین‌شناسی؛ شاخص‌های مورفوتکتونیک؛ گسل؛ دره؛ زنجان.

مقدمه

پوسته‌ی جامد زمین از ناهمواری‌های متنوعی تشکیل شده است. به همهی فرورفتگی‌ها و بالا آمدگی‌هایی که در سطح زمین وجود دارد، ناهمواری گفته می‌شود. ناهمواری‌ها همیشه از نظر شکل ثابت نیستند بلکه، عوامل تغییر دهنده‌ی چهره‌ی زمین، آرام آرام یا به سرعت شکل ناهمواری را تغییر می‌دهند. برای شناخت این تغییرات باید فرآیندهای تغییر دهنده، شناسایی و بررسی شوند. این فرآیندها را به طور خلاصه می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: فرآیندهای درونی و بیرونی (داگلاس و همکاران^۱، ۲۰۰۱: ۱۱). با توجه به رشد قابل توجه روابط تکتونیک جهانی و ویژگی توپوگرافی در دو دهه‌ی اخیر ژئومورفولوژیست‌ها درصدد بررسی نقش فعالیت‌های تکتونیک در تکامل چشم‌اندازها هستند (سامرفیلد^۲، ۲۰۰۰: ۲). در تجزیه و تحلیل مورفوتکتونیک، به منظور شناسایی مناطق و یا برآورد تغییرات نسبی فعالیت‌های زمین‌ساخت، استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک به عنوان یک ابزار اولیه و سریع گسترش یافته است (کوکالاس و همکاران^۳، ۲۰۰۴: ۱۷۰۵). چشم‌اندازهای کره‌ی زمین ترکیبی از نیروهای تکتونیک و اقلیمی است. فرآیندهای تکتونیک و زمین‌ریختی همراه باهم نتایج در هم تنیده‌ای دارند. به این صورت که جابجایی‌های قائم و افقی زمین ناشی از فعالیت‌های تکتونیک، باعث ایجاد اشکال ژئومورفولوژیکی می‌شود که به صورت تغییرات ارتفاعی و توپوگرافیکی در مقیاس کوچک خودنمایی می‌کنند (جین و همکاران^۴، ۲۰۰۵: ۳۳۹). فعالیت‌های تکتونیک بر روی هیدرولوژی و آبرفت رودخانه‌ها، وضعیت سنگ بستر رودخانه‌ها و نحوه‌ی فرسایش و رسوب‌گذاری اثر گذاشته و از نظر علمی اهمیت بالایی دارد (اسچوم و همکاران^۵، ۲۰۰۰: ۲). بیشتر مطالعات مربوط به شاخص‌های زمین‌ریختی بر شاخص‌های ویژه و در مکان خاصی، مثل جبهه‌ی کوهستان، یا یک حوضه‌ی زهکشی خاص تمرکز دارند و به دست آوردن ضرایب زمین‌ساختی فعال، برای تعیین نرخ فعالیت در مقیاس ناحیه‌ای، مشکل است (همدونی و همکاران^۶، ۲۰۰۸: ۱۵۱). پانت و همکارانش^۷ (۲۰۱۰) با تفسیر داده‌های ماهواره‌ای و شواهد زمین‌ریختی در حوضه‌ی زهکشی رودخانه ساتوج^۸ در پایین دست گسل چنگو کاریک^۹، فعالیت‌های نئوتکتونیک را با استفاده از شاخص‌های مورفومتریک، مانند عدم تقارن حوضه و ناهنجاری‌های زهکشی مورد بررسی قرار دادند (پانت و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۰: ۱۶۹). آل‌تاج و همکاران^{۱۱} (۲۰۰۷) با انجام شاخص‌های Vf و

-
- 1- Duglas W. et al.,
 - 2- Summerfield et al.,
 - 3- Kokkalas et al.,
 - 4- Jain et al.,
 - 5- Schoumm et al.,
 - 6- EL Hamdouni et al.,
 - 7- Pant et al.,
 - 8- Satluj
 - 9- Chango Kaurik
 - 10- Dant et al.,
 - 11- AL-Taj et al.,

Smf در امتداد شرقی دریای سیاه در اردن، چنین نتیجه گرفتند که طولانی‌ترین گسل، در امتداد جبهه‌ی کوهستانی شرق دریای سیاه، دارای بالاترین مقدار Vf و Smf بوده و از نظر تکتونیکی فعال است (آل تاج و همکاران، ۲۰۰۷: ۵). پرز-پنا و همکارانش^۱ (۲۰۱۰) با انجام پژوهشی در منطقه‌ی سیرانوادا در شرق اسپانیا فعالیت تکتونیکی را با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و تحلیل الگوی زهکشی مورد بررسی قرار دادند (پرز-پنا و همکاران، ۲۰۱۰: ۷۴).

عابدینی و رجائی (۱۳۸۳)، درباره‌ی نقش عوامل نوزمین‌ساخت در تحول ژئومورفولوژی منطقه‌ی دره‌دیز-دیوان‌داغی، با استفاده از شاخص‌های شکل حوضه، شاخص پهنای کف دره به عمق آن، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، شاخص شکل سینوسی، شاخص تسطیح شدگی و شاخص تضاریص یا سینوسی، فعالیت‌های نوزمین‌ساختی منطقه بررسی کرده و نشان داده‌اند که فعالیت تکتونیکی در منطقه بسیار شدید بوده و نقش کنترل‌کننده‌ای در ویژگی‌های ژئومورفیک منطقه دارد. تکتونیک فعال همچنین موجب تشدید فعالیت پدیده‌های مورفودینامیک از قبیل ریزش، جریانات واریزه‌ای، لغزش‌های توده‌ای، فرسایش شدید خطی و غیره شده و نهایتاً بر ناپایداری دامنه‌ها و تغییر و تحول آنها اثر می‌گذارند. مددی و همکاران (۱۳۸۳)، در تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال‌غربی تالش (باغروود)، برای آگاهی از فعالیت‌های نیروهای درونی و تکتونیکی در این منطقه، از شاخص‌های ژئومورفیک استفاده کرده و نتیجه گرفتند که منطقه از نظر تکتونیک فعال است اما میزان آن در همه جا یکسان نیست. زمانی (۱۳۸۴)، در تحلیلی بر تحولات تکتونیک - ژئومورفیک و هیدرولوژی چاله‌ی مرند و دامنه‌های جنوبی مشرف بر آن، منطقه را از نظر زمین‌شناسی (تکتونیک و لیتولوژی)، ویژگی‌های آب و هوایی، روند فرسایش خاک و آبخیزداری و عوامل حمل بررسی کرده است (زمانی، ۱۳۸۴: ۱۲۴).

بیاتی خطیبی و حیدرزادگان (۱۳۸۴)، در تعیین مراحل تحول ژئومورفولوژیکی دره‌های نواحی کوهستانی با روش‌های کلاسیک و ریاضی، همه‌ی حوضه‌ها و دره‌های اصلی سهند را بررسی کرده و با توجه به میزان انحنا طولی دره‌ها و نتایج حاصل از تحلیل‌های رگرسیونی، مراحل تحول دره‌ها را تعیین کرده و علل ناهمگونی‌های آن‌ها را با توجه به شواهد زمینی توجیه کردند. کرمی و همکاران (۱۳۸۶) در ارزیابی و پهنه‌بندی خطر حرکات توده‌ای مواد در حوضه‌ی آبریز اوجان‌چای، به ارزیابی حرکات توده‌ای مواد در حوضه‌ی زهکشی اوجان پرداخته و با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی رقومی شده به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی و داده‌های سنجش از دور و بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی و بر اساس هشت متغیر (شیب، فاصله از گسل، فاصله از آبراهه، فاصله از جاده، فاصله از روستا یا شهر،

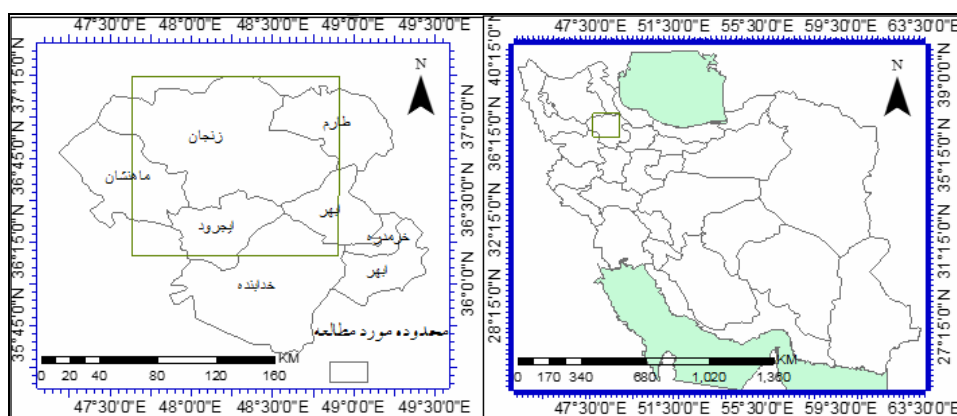
لیتولوژی، کاربری زمین و بارش) نقشه‌ی پهنه‌بندی خطر حرکات توده‌ای مواد را ارائه داده‌اند. بیاتی خطیبی (۱۳۸۸)، در تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه‌ی آبریز قرنقچای، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، با استفاده از روش‌های هیپسومتریک و شاخص‌های مورفوتکتونیک و ژئومورفیک، به منظور تعیین اثرات نئوتکتونیک بر روی ویژگی‌های رودخانه‌ها، بر روی شبکه‌ی زهکشی تحلیل‌های مورفومتریک انجام داده و نشان داد که فعالیت‌های نئوتکتونیک بر شبکه‌ی زهکشی حوضه، کاملاً تأثیر گذاشته و توپوگرافی و اشکال ژئومورفیک و همچنین معماری دره‌ها با بالا آمدگی‌ها در بخش‌های جنوبی و میانی حوضه مرتبط است. رنجبر و صمدزاده (۱۳۸۹)، در بررسی ساز و کارها و عوامل دخیل در ناپایداری‌های سیستم ژئومورفیک، شامل ریزش، جریان‌های سیلابی و لرزه‌خیزی به منظور مدیریت کارآمد خطر و خطرپذیری، بر اساس مشاهدات و مطالعات میدانی و استفاده از نرم‌افزار GIS علاوه بر رویداد جریان‌های سیلابی که به علت وجود آبخاری با ارتفاع ۳۰۰ متر بر فراز شهر ماکو اتفاق می‌افتد؛ تکرار بارش‌های رگباری را عامل جابجایی سنگ‌ها در ابعاد متفاوتی می‌دانند که در صورت همراهی زمین‌لرزه‌های نه چندان بزرگ، خطری بسیار ویرانگرتر از سیل در پی خواهد داشت.

مردوخ‌پور و معتمد وزیری (۱۳۹۰)، در بررسی عوامل مؤثر در وقوع حرکات توده‌ای با استفاده از روش رگرسیون چندمتغیره در حوضه‌ی آبخیز آبدرد، ابتدا لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز نظیر نقشه‌ی پراکنش زمین‌لغزش‌ها و ریزش‌ها و نقشه‌های زمین‌شناسی، خاکشناسی، کاربری اراضی، فاصله از آبراهه‌ها، فاصله از جاده‌ها و فاصله از گسل‌ها، طبقات ارتفاعی، زاویه‌ی شیب، جهت شیب و همچنین گرادیان بارش و بارندگی متوسط سالیانه‌ی حوضه را تهیه کرده و سپس با استفاده از روش رگرسیون چندمتغیره‌ی خطی، بین پارامتر درصد حرکت‌های توده‌ای در هر واحد کاری، به عنوان متغیر وابسته با پارامترهای مختلف محاسبه شده، به عنوان متغیر مستقل، بهترین مدل آماری رگرسیون خطی را جهت پیش‌بینی وقوع حرکت‌های توده‌ای در هر واحد کاری برآورد کرده‌اند که می‌توان از روی سطح معنی‌داری و ضریب همبستگی مدل مناسب را انتخاب نمود. رضایی مقدم و همکاران (۱۳۹۰)، در بررسی تغییرات شکل هندسی رودخانه قزل‌اوزن با تأکید بر عوامل ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی منطقه، با هدف بررسی نقش عوامل ژئومورفیک و زمین‌شناختی بر اشکال هندسی رودخانه و نشان‌دادن علت خمیدگی بستر در بازه‌ی کوهستانی و با استفاده از معیارهای نسبت پهنای به عمق، ضریب بریدگی، شیب طولی، توان رود، ضریب خمیدگی، زاویه‌ی مرکزی پیچان‌ها، شکل پلان و لیتولوژی بستر رودخانه، شکل هندسی رودخانه را بررسی کرده و نتیجه گرفتند که طول زیاد رودخانه و عبور از تشکیلات مارنی و فرسایش‌پذیر، باعث شده است هندسه رودخانه در بازه‌ی دشتی تحت تأثیر لیتولوژی بستر قرار بگیرد و فرسایش کناری رودخانه نقش عمده‌ای در پیچان‌رودی رودخانه داشته باشد. مقیمی و

همکاران (۱۳۹۱)، با استفاده از مدل آنتروپی و با توجه به پنج عامل لیتولوژی، فاصله از گسل، ارتفاع، شیب و جهت شیب، خطر زمین لغزش منطقه تاقدیس نثار زاگرس شمال غربی را پهنه‌بندی نمودند. عابدینی و شنو (۱۳۹۳)، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیکی، حوضه‌ی مشکین‌چای را از نظر فعالیت‌های نوزمین‌ساخت حوضه‌ای پویا معرفی کرده‌اند. پژوهشگران دیگری از جمله علی‌پور و همکاران (۲۰۱۱)، فقیه و همکاران (۲۰۱۲)، محمود و همکاران^۱ (۲۰۱۲)، سلیم و همکاران^۲ (۲۰۱۳)، با استفاده از شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبه، پژوهش‌هایی انجام داده‌اند.

ویژگی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه از عرض ۳۶ درجه تا ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه شمالی و طول ۴۷ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۴۹ درجه شرقی گسترش دارد و یک درجه و ۱۵ دقیقه عرض و یک درجه و ۳۰ دقیقه طول جغرافیایی را در بر می‌گیرد. این منطقه در شمال غرب ایران و در استان زنجان واقع شده و شهرستان زنجان، ایجرود و بخشی از شهرستان‌های سلطانیه، طارم و ماهنشان را در بر می‌گیرد (شکل ۱). در تقسیمات واحدهای مورفولوژیک بزرگ ایران، این منطقه در «ناحیه‌ی زنجان» قرار گرفته که از بسیاری جهات شبیه ناحیه‌ی شمال غرب است؛ با این همه می‌توان آن را یک ناحیه‌ی گذر از سیستم چین‌خورده‌ی البرز (طالش) به ناحیه‌ی شمال غرب ایران در نظر گرفت. در ناحیه‌ی زنجان چند رشته کوه موازی با جهت شمال غرب و جنوب شرق وجود دارد که با چاله‌های پستی از هم جدا شده‌اند. مقطع زمین‌شناسی کوه‌های زنجان در امتداد عرضی، از دو واحد مجزا تشکیل شده است که به وسیله‌ی چاله‌ی زنجان- ابهر از هم جدا شده‌اند (علایی طالقانی، ۱۳۹۰: ۹۷).



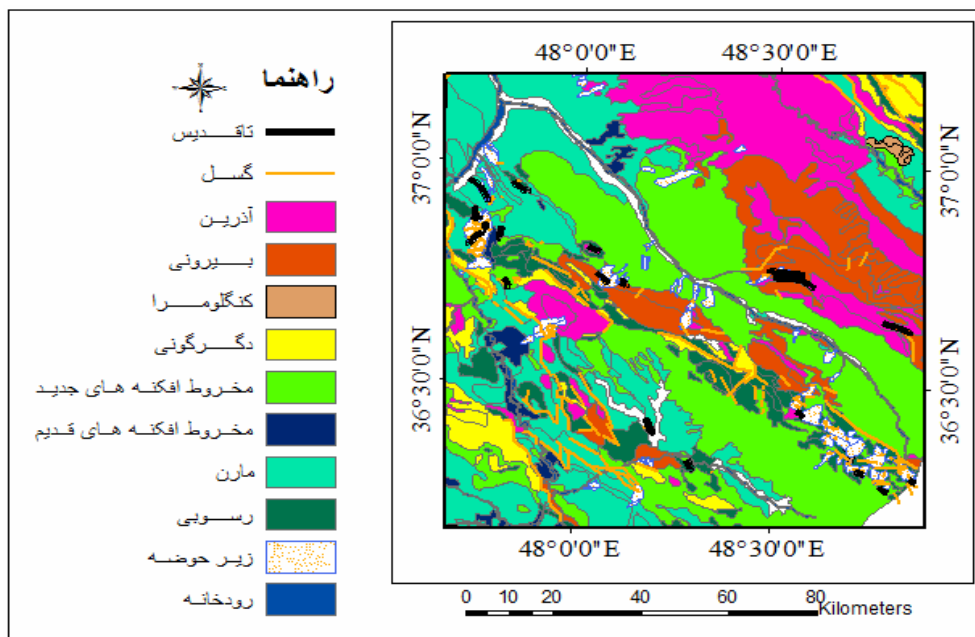
شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه در استان زنجان

1- Mahmood & et al, 2012

2- Selim & et al, 2013-

مواد و روش‌ها

در منطقه‌ی مورد مطالعه (شهرستان‌های زنجان و ایجرود و بخش‌هایی از سلطانیه، طارم و ماهنشان)، دره‌ها و ترف‌های فراوان و متعددی وجود دارد. این دره‌ها و ترف‌ها از نظر ساختمان زمین‌شناسی، لیتولوژیک و عوامل فیزیوگرافی بسیار متنوع بوده و در جهات مختلف جغرافیایی پراکنده‌اند و شکل و فرم‌های متنوعی دارند. از آنجایی که موضوع این مقاله بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک در دره‌های مناطقی از استان زنجان است، پس از تعیین حدود منطقه‌ی مطالعاتی بر روی نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و استفاده از تصاویر سنجنده SRTM و به دست آوردن اطلاعات اولیه در مورد ویژگی‌های فرمی و فیزیوگرافی، دره‌های منطقه به مثابه یک سیستم تلقی گردید و عامل ساختمان زمین‌شناسی منعکس شده در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، به عنوان معیار تفکیک سیستم ارضی در نظر گرفته شد. تمامی دره‌ها در واحدهای ارضی عمود بر گسل، موازی با گسل، گسلی، عمود بر تاقدیس، عمود بر ناودیس، موازی با ناودیس، ترکیبی و سایر تقسیم‌بندی شد. به این صورت که از مجموع ۱۴۹ دره شناسایی شده، ۳۷ دره ساختمان عمود بر گسل، ۹ دره در هر یک از ساختمان‌های موازی گسل، گسلی و عمود بر تاقدیس، ۱۰ دره در ساختمان عمود بر ناودیس، ۶ دره در ساختمان موازی با ناودیس، ۵ مورد در ساختمان ترکیبی از گسل با ناودیس یا تاقدیس (دره‌های ترکیبی) و ۶۴ دره‌ی باقی مانده نیز با عنوان دره‌های سایر در نظر گرفته شد. به منظور بررسی عوامل متغیر تأثیرگذار بر فرم دره‌ها، ویژگی‌های مورفوتکتونیک آن‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. نئوتکتونیک عامل مهم کنترل و توسعه لندفرم‌ها در مناطق فعال تکتونیک است و به‌طور قابل توجهی سیستم‌های ژئومورفیک را تحت تأثیر قرار می‌دهد. شاخص‌های تکتونیک ژئومورفولوژی استفاده شده در این مقاله، شامل: شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)، شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (AF)، شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (VF) و شاخص میزان پیچ و خم رودخانه (S) می‌باشد. دره‌های انتخابی در بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. بیش از ۷۰ درصد دره‌ها بر روی کوه‌های زنجان جنوبی قرار دارند که ۳۲ درصد آن در بخش شمال غربی محدوده، ۲۲ درصد در جنوب و ۱۸ درصد در جنوب‌شرق هستند. مابقی آنها در فرونشینی زنجان-ابهر و در دامنه‌های جنوب‌غربی کوه‌های زنجان شمالی قرار دارند (شکل ۲).



شکل (۲) پراکندگی دره‌های منتخب به صورت حوضه‌ای

بحث و نتایج

همزمان با چین خوردن و بالا آمدن کوه‌های ایران، بخش‌هایی از این سرزمین به صورت چاله‌ها و فرورفتگی‌هایی ظاهر شدند. همه عواملی که در چین خوردن کوه‌ها دخالت داشتند، در پیدایش این فرافتادگی‌ها نیز نقش داشته‌اند (زمردیان، ۱۳۸۱: ۱۳۷). دره‌های ایران از نظر تعداد، ابعاد و شکل فیزیکی متفاوت و گوناگون بوده و از نظر منشأ تشکیل متنوع هستند. مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر می‌باشد:

الف) دره‌های ساختمانی، ب) دره‌های مشتق و کاوشی. اصطلاح مورفوتکتونیک برای اولین بار توسط کوبر^۱ در مورد اشکال بزرگ ناهمواری‌های زمین به کار رفته است. این اصطلاح به زمینه‌ی ساختمانی ژئومورفولوژی تأکید دارد (جداری عیوضی، ۱۳۷۸: ۳۴) و به مطالعه‌ی فرایندهای پویا و دینامیک مؤثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود در آن می‌پردازد. امروزه ثابت شده است که تکتونیک ژئومورفولوژی کاربرد مؤثری در دانش ژئومورفولوژی دارد، این امر ناشی از ایجاد و تشکیل چشم‌اندازها و لندفرم‌های زمین است (گورابی و نوحه‌گر، ۱۳۸۶: ۱۷۸). تکتونیک در علم زمین‌شناسی، عوامل به وجود آورنده ساختمان‌ها (مثل چین‌ها، گسل‌ها و غیره) و نیز رابطه‌ی شکل هندسی ساختمان به وجود آمده و نیروهای مؤثر را بازگو می‌کند (پورکرمانی و دیگران، ۱۳۸۱: ۲). ارزیابی ساختمان‌ها و لندفرم‌های زمین در طول تاریخ پیدایش آن‌ها موضوع دانش تکتونیک ژئومورفولوژی است. مسلماً اثر فعالیت‌های تکتونیک در ساختمان‌های مختلف زمین‌شناسی به

1- Kober

یک گونه نیست. بر همین اساس دره‌های انتخابی در ناهمواری‌های شمالی و جنوبی زنجان در گروه‌های مختلفی ذکر شده طبقه‌بندی و داده‌های برآورد شده از شاخص‌های مورفوتکتونیک در ارتباط با ساختمان زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. شاخص‌های مورفوتکتونیک استفاده شده در این مقاله عبارتند از:

شاخص شیب طولی رودخانه (SL)^۱

شاخص شیب طولی جریان (SL) توسط هک^۲ (۱۹۷۳)، در یک بررسی از نقش مقاومت سنگ‌ها در جریان رودخانه‌ای در کوه‌های آپالاش در جنوب شرقی ایالات متحده تعریف شده است (رابطه‌ی ۱) (هک، ۱۹۷۳: ۴۲۱).

$$\text{SL} = (\Delta H / \Delta L) L \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

در رابطه‌ی (۱)، ΔH اختلاف ارتفاع بین دو نقطه‌ی اندازه‌گیری شده، ΔL فاصله افقی بین دو نقطه‌ی اندازه‌گیری شده و L طول رودخانه از نقطه‌ی مرکزی دو نقطه‌ی اندازه‌گیری شده تا سرچشمه‌ی رودخانه است. شاخص SL در جریان رودخانه‌ها و جویبارها بر روی بالآمدگی‌های فعال، دارای مقادیر افزایشی بوده و ممکن است مقادیر پایین‌تر آن مربوط به جریان‌های موازی با عوارضی مانند دره‌های تولید شده توسط گسلش امتداد لغز باشد. $\Delta H / \Delta L$ همان شیب قسمتی است که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ پر شیب و رودخانه‌های بزرگ‌تر با نیمرخ کم شیب و ملایم را مقایسه کرد (فونت و همکاران^۳، ۲۰۱۰: ۱۷۲).

شاخص SL به قدرت رودخانه بستگی دارد. قدرت رودخانه در مقطع خاصی از آن، یک متغیر با ارزش هیدرولیکی است، زیرا توانایی رودخانه در فرسایش بستر و حمل رسوب به قدرت رودخانه بستگی دارد. توان یک رودخانه با شیب سطح آب و دبی متناسب است. شیب یا گرادیان سطح آب عموماً با شیب کانال در رابطه است. همچنین قدرت رودخانه، رابطه‌ی خوبی با طول بالادست رودخانه و مقدار دبی و پر بودن بستر رودخانه از آب دارد. شاخص SL به تغییرات شیب رودخانه خیلی حساس است. این حساسیت، ارزیابی روابط ممکن بین فعالیت تکتونیک، مقاومت سنگ و توپوگرافی را امکان‌پذیر می‌سازد. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه از سنگ‌های سخت عبور می‌کند، بیشتر می‌شود.

همچنین میزان SL در مناطقی که حرکات تکتونیک فعال در تغییر شکل زمین مؤثر باشد، زیاد است. آب و هوا نیز زمانی مهم است که طی دوره‌ی مرطوب، دبی‌های بزرگی را فراهم آورد. تغییرات آب و هوایی نقش مهمی را در بریده شدن سنگ بستر ایفاء می‌نماید که این عمل (بریده شدن سنگ بستر) در دوره‌ی نهشته‌گذاری امکان‌پذیر نیست، زیرا طی این دوره مواد رسوبی در کف بستر رودخانه بر جای مانده و باعث

1- Stream-gradient index

2- Hack

3- Font et al.,

افزایش شیب بستر می‌شود. به عبارت دیگر، با پایین رفتن سطح اساس SL کاهش می‌یابد و برعکس، با بالا آمدن سطح اساس مقداری از مواد در بستر رود انباشته شده و سبب پرشیب شدن بستر می‌شود و در نتیجه مقدار SL را بالا می‌برد (سلیمانی به نقل از حبیب الهیان و رامشت، ۱۳۹۰: ۱۰۷). شاخص SL در منطقه‌ی مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ با فواصل منحنی میزان ۲۰ متر برای تمامی دره‌ها محاسبه گردید. از آنجایی که با توجه به تعدد دره‌های مورد مطالعه، ارایه‌ی تمامی داده‌ها در مقاله‌ی حاضر میسر نیست از قاعده‌ی استورجس برای طبقه‌بندی آن‌ها استفاده شده است (جدول ۱).

جدول (۱) جدول فراوانی اعداد طبقه‌بندی شده برای شاخص گرادیان طول دره

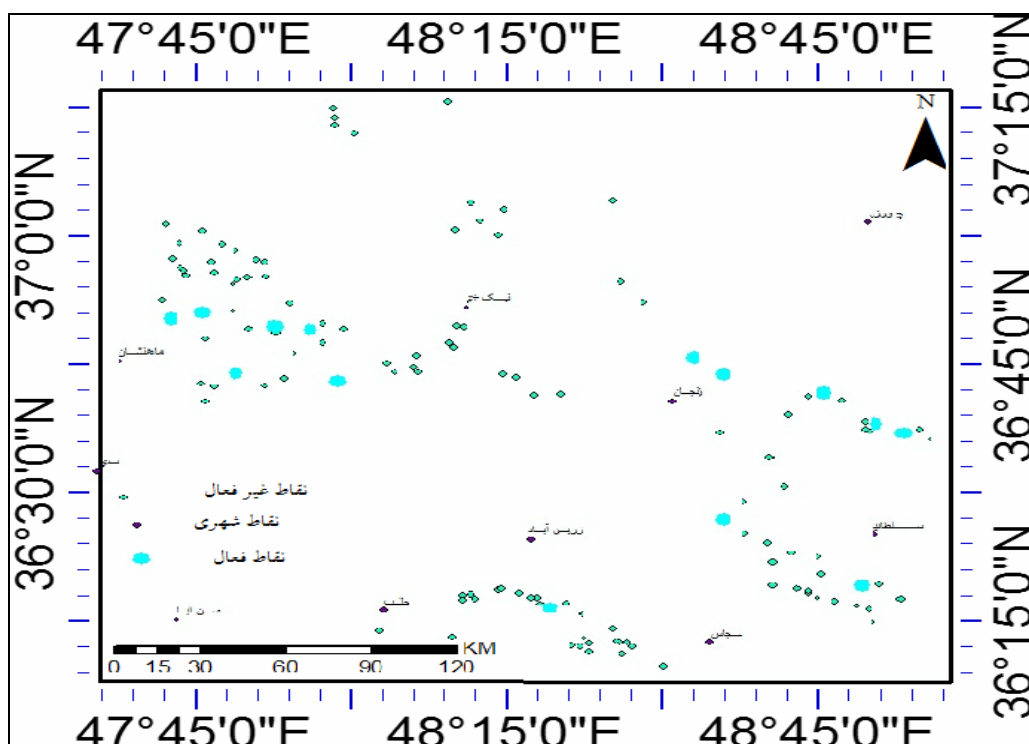
طبقات	عمودبرگسل	موازی گسل	گسل	عمود براقدیس	عمود برناودیس	موازی ناودیس	ترکیبی	سایر	فراوانی
۲۰ - ۹۳	۱۱	۴	۴	۶	۳	۱	۲	۳۳	۷۰
۹۳ - ۱۶۶	۱۰	۲	۲	۳	۵	۳	۱	۲۳	۴۸
۱۶۶ - ۲۳۹	۱۱	۲	۱	-	۱	-	۲	۳	۱۹
۲۳۹ - ۳۱۲	۵	۱	-	-	-	-	-	۲	۵
۳۱۲ - ۳۸۵	-	-	۱	-	۱	-	-	۲	۳
۳۸۵ - ۴۵۸	-	-	-	-	-	۱	-	-	۱
۴۵۸ - ۵۳۱	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۵۳۱ - ۶۰۴	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۶۰۴ - ۶۷۷	-	-	۱	-	-	۱	-	-	۲

با توجه به میزان SL محدوده‌های تعیین شده می‌توان گفت شاخص گرادیان رودخانه به ترتیب در زیرحوضه‌های «عمود بر تاقدیس»، «سایر»، «ترکیبی»، «گسلی»، «موازی گسل»، «عمود بر ناودیس»، «موازی ناودیس» و «عمود بر گسل» افزایش یافته است. بنابراین میزان این شاخص در دره‌های «عمود بر تاقدیس» کمتر و در دره‌های عمود بر گسل بیشتر از سایر دره‌ها است. علاوه بر این میزان آن در سنگ‌های سست مانند مارن و شیل و آبرفت‌های رودخانه‌ای کمتر است. با این وجود، مقادیر SL در کل منطقه کم و میانگین آن مساوی ۱۲۰ بوده و نشان‌دهنده‌ی تحرک کم منطقه از لحاظ این شاخص می‌باشد. تمرکز مقادیر بالای SL در دو بخش از منطقه؛ یکی بخش غربی تا جنوب غربی، در حوالی شهرهای زنجان و سلطانیه و دیگری بخش شرقی، در نزدیکی شهر ماهنشان، بسیار مشهود بوده و نشان‌دهنده‌ی فعالیت نئوتکتونیک‌ی این مناطق است. وجود گسل‌های فعال و هم‌چنین وقوع زمین لرزه‌های تاریخی و دستگامی نیز فعالیت نئوتکتونیک‌ی این مناطق را ثابت می‌کند (شکل ۳).

عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (Af)^۱: شکل هندسی شبکه‌ی رودها را می‌توان از نظر کیفی و کمی با

1- Asymmetric Factor

روش‌های متعددی توصیف کرد. در مناطقی که شبکه‌ی زهکشی همزمان با تغییر شکل‌های تکتونیک توسعه پیدا می‌کند، اغلب دارای شکل هندسی و الگوی متمایز است. عامل عدم تقارن، برای توصیف و درک ارتباط کج‌شدگی تکتونیک در نواحی‌ای با مقیاس حوضه‌ی زهکشی و بزرگ‌تر ارتباط داده شده است. هنگام کاربرد این شاخص فرض این است که عوامل کنترل‌کننده زمین‌شناسی و اقلیمی تأثیری در عدم تقارن نداشته‌اند (حبیب الهیان و رامشت، ۱۳۹۰: ۱۰۹).



شکل (۳) مناطق فعال از نظر شاخص گرادبان طولی رودخانه در منطقه‌ی مورد مطالعه

چنانچه تکتونیک در منطقه و یا حوضه‌ی مورد نظر تأثیرگذار باشد، مسلماً توپوگرافی متفاوت خواهد بود و در یک سو شاهد بالا آمدگی و در سویی دیگر شاهد فرونشست و تأثیر مستقیم آن، افزایش طول آبراهه‌های فرعی و به تبع آن مساحت دربرگیرنده‌ی این آبراهه‌ها در سمت بالا آمده یا فرو افتاده نسبت به سمت مقابل خواهد بود (رابطه‌ی ۲).

$$AF = (100 \cdot Ar / At) \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

در رابطه‌ی (۲) Ar مساحت قسمت راست حوضه (در جهت پایین رود) نسبت به رود اصلی و At مساحت کل حوضه‌ی زهکشی است. عامل نامتقارن (AF) را می‌توان به منظور بررسی چرخش زمین‌ساختی در مقیاس حوضه‌ی زهکشی استفاده نمود (ده بزرگی و همکاران، ۲۰۱۰: ۵). برای شبکه‌ی رودی که تشکیل شده و

تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، AF باید برابر ۵۰ باشد. مقادیر بیشتر و کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر عملکرد فرایشی در سمت راست و چپ آبراهه‌ی اصلی است و در نتیجه حضور فعالیت تکتونیک را بازگو می‌کند. برای دره‌های مورد نظر در این مقاله به صورت حوضه‌ای این شاخص برآورد و با استفاده از قاعده‌ی استورجس داده‌ها طبقه‌بندی گردید (جدول ۲).

جدول (۲) جدول فراوانی داده‌های شاخص عدم تقارن حوضه‌های زهکشی منطقه‌ی مورد مطالعه

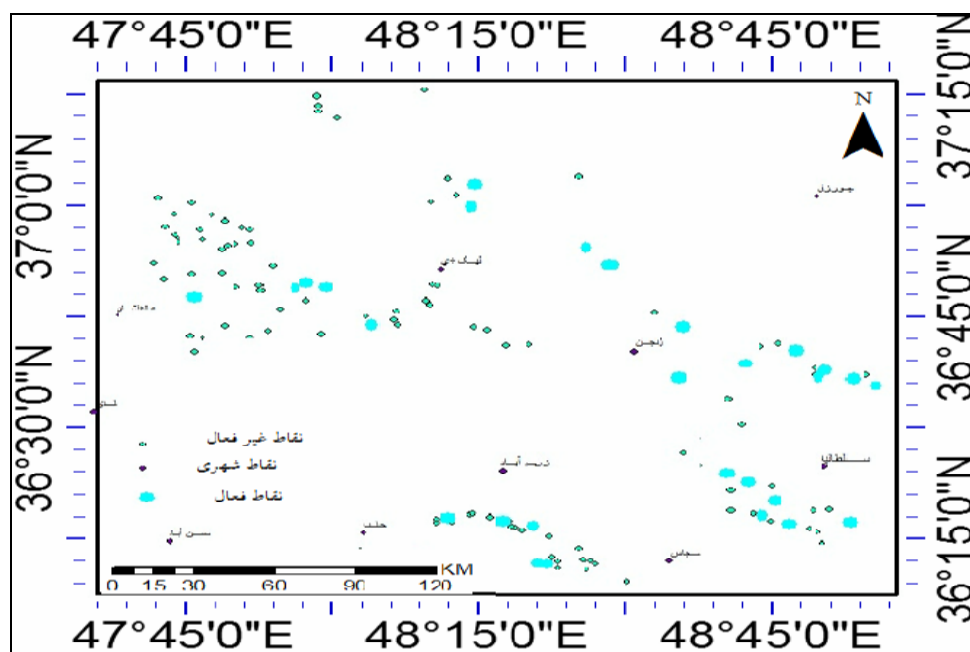
طبقات	عمود بر گسل	موازی با گسل	گسل	عمود بر تاقدیس	عمود بر ناودیس	موازی با ناودیس	ترکیبی	سایر	فراوانی
۳۲/۸۵ - ۲۷/۳۷	۳	۱	۱	-	۲	۱	-	۶	۱۴
۳۸/۳۳ - ۳۲/۸۵	۳	۱	۲	-	-	-	-	۲	۸
۴۳/۸۱ - ۳۸/۳۳	۸	۳	-	۱	۲	-	۱	۳	۱۸
۴۹/۲۹ - ۴۳/۸۱	۱۲	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۹	۲۸
۵۴/۷۷ - ۴۹/۲۹	۴	۲	۳	۴	۱	-	-	۱۶	۳۰
۶۰/۲۵ - ۵۴/۷۷	۲	۱	۱	۲	-	۲	۲	۷	۱۷
۶۵/۷۳ - ۶۰/۲۵	۱	-	-	۱	۲	۱	-	۱۱	۱۶
۷۱/۲۱ - ۶۵/۷۳	۴	-	۱	-	۲	۱	-	۶	۱۴
۷۶/۷ - ۷۱/۲۱	-	-	-	-	-	-	-	۳	۳

با توجه به جدول (۲)، میزان AF در ۶۶ زیرحوضه کوچک‌تر از ۵۰ و در ۸۱ زیرحوضه بزرگ‌تر از ۵۰ بوده و نشان‌دهنده‌ی فعالیت تکتونیک همگی زیرحوضه‌ها است. با این وجود میزان فعالیت در زیرحوضه‌های مختلف متفاوت است. در زیرحوضه‌های عمود بر گسل تقریباً ۵۰ درصد دره‌ها غیرفعال تشخیص داده شدند. ۳۵ درصد دره‌ها به سمت چپ و ۱۵ درصد باقی مانده به سمت راست فرایش داشتند. در زیرحوضه‌های موازی با گسل ۴۰ درصد دره‌ها غیرفعال بوده و مابقی آن به سمت چپ فرایش دارند. در زیرحوضه‌های گسلی ۵۵ درصد دره‌ها غیرفعال هستند، ۳۳ درصد آن‌ها به سمت چپ و بقیه به سمت راست فرایش دارند. در زیرحوضه‌های عمود بر تاقدیس شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی توزیع تقریباً یکنواختی دارد، حدود ۸۰ درصد داده‌ها غیرفعال بوده و مابقی به صورت مساوی به سمت راست و چپ فرایش دارند. در زیرحوضه‌های عمود بر ناودیس ۲۰ درصد دره‌ها غیرفعال هستند و دره‌های باقی مانده به صورت مساوی به سمت راست و چپ فرایش دارند. در زیرحوضه‌های موازی ناودیس ۵۰ درصد دره‌ها غیرفعال هستند؛ تقریباً ۳۲ درصد به سمت راست و بقیه به سمت چپ فرایش دارند. در زیرحوضه‌های ترکیبی ۸۰ درصد دره‌ها غیرفعال هستند و ۲۰ درصد باقی مانده نیز به سمت چپ فرایش دارند؛ سایر زیرحوضه‌ها در همه‌ی طبقات پراکنده‌اند با این حال حدود ۵۰ درصد آن‌ها تکتونیک غیرفعال دارند و از ۵۰ درصد باقی مانده تقریباً ۳۴ درصد به سمت راست و ۱۶ درصد به سمت چپ متمایل‌اند (جدول ۳).

جدول (۳) طبقه‌بندی میزان فعالیت دره‌ها

مقادیر AF	عمود بر گسل	موازی با گسل	گسل	عمود بر تاقدیس	عمود بر ناودیس	موازی ناودیس	ترکیبی	سایر
فرايش به چپ	۱۴ (۰.۳۸)	۵ (۰.۵۵)	۳ (۰.۳۳)	۱ (۰.۱۱)	۴ (۰.۴۰)	۱ (۰.۱۷)	۱ (۰.۲۰)	۱۱ (۰.۱۶)
غیرفعال	۱۸ (۰.۴۸)	۴ (۰.۴۵)	۵ (۰.۵۶)	۷ (۰.۷۸)	۲ (۰.۲۰)	۳ (۰.۶۶)	۴ (۰.۸۰)	۳۲ (۰.۵۰)
فرايش به راست	۵ (۰.۱۴)	۰	۱ (۰.۱۱)	۱ (۰.۱۱)	۴ (۰.۴۰)	۱ (۰.۱۷)	۰	۲۰ (۰.۳۴)

به طور کلی می‌توان گفت میزان فرایش و فعالیت تکتونیک به ترتیب در زیرحوضه‌های «عمود بر تاقدیس»، «ترکیبی»، «گسلی»، «سایر»، «موازی گسل»، «موازی ناودیس»، «عمود بر گسل» و «عمود بر ناودیس» افزایش یافته است. بنابراین، میزان فعالیت در زیرحوضه‌های عمود بر تاقدیس کمتر و در زیرحوضه‌های عمود بر ناودیس بیشتر از سایر دره‌ها است. در زیرحوضه‌های گسلی، عمود بر تاقدیس و ترکیبی بیش از ۵۰ درصد دره‌های انتخابی گویای فعالیت کم تکتونیک هستند. مناطق فعال با گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده هم‌خوانی داشته و نشان‌دهنده تکتونیک فعال این مناطق است (شکل ۴).



شکل (۴) مناطق فعال از نظر شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی برای منطقه‌ی مورد مطالعه

شاخص پهنای کف دره به ارتفاع آن (V_f):^۱ به صورت نسبت عرض کف دره به میانگین ارتفاع آن تعریف

1- Valley Floor Width-to-Height Ratio

می‌شود (رابطه‌ی ۳).

$$VF = 2 VFW / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (\text{رابطه‌ی ۳})$$

در رابطه فوق، Vf نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره است؛ Vfw عرض بستر دره؛ Eld ارتفاع سمت چپ دره؛ Erd ارتفاع طرف راست دره؛ Esc ارتفاع متوسط بستر دره از سطح دریا می‌باشد (شکل ۳). این شاخص تفاوت میان دره‌های با بستر عریض نسبت به ارتفاع دیواره دره (U شکل) با دره‌های پرشیب و باریک (V شکل) را نشان می‌دهد. در دره‌های U شکل، معمولاً مقادیر Vf بالا هستند، در حالی که دره‌های V شکل مقادیر نسبتاً کمی از Vf را دارند. در جایی که مقادیر Vf پایین است، نرخ‌های بالاتری از بالا آمدگی و بریدگی را شاهد هستیم (بال، ۲۰۰۷: ۱۲۶-۱۲۵). این شاخص بر روی جبهه‌های کوه در شرق و مرکز منطقه‌ی بتیک کوردیلرا^۱ اعمال شده است (پدرا و همکاران^۲، ۲۰۰۹: ۲۱۸). بدون شک مورفولوژی دره‌ها متفاوت است. به عنوان مثال، بعضی از دره‌ها V شکل هستند و برخی دیگر که عمدتاً در پای کوه قرار دارند، دارای کف پهن هستند. بنابراین، نسبت پهنای دره‌ها به ارتفاع دیواره‌ها متفاوت خواهد بود. این شاخص معمولاً نشان می‌دهد که آیا رودخانه به حفر بستر خود می‌پردازد و یا فرسایش به صورت جانبی به طرف ارتفاعات و دامنه‌های حاشیه‌ی رودخانه انجام می‌گیرد (رامشت و شاه‌زیدی، ۱۳۹۰: ۹۱). اگر مقدار VF کوچک‌تر از ۱ باشد، تکتونیک بسیار فعال است، اگر ما بین ۱ و ۲ باشد، نیمه‌فعال، و اگر بزرگ‌تر از ۲ باشد، غیرفعال یا آرام است. به طور کلی اگر پهنای کف دره کم و ارتفاع خط‌الرأس‌ها زیاد باشد، نشانگر تکتونیک فعال است و اگر پهنای کف زیاد شده و از ارتفاع خط‌الرأس‌ها کاسته شود، مبین آرام بودن منطقه از نظر تکتونیک و غلبه‌ی فرسایش است. شاخص VF برای دره‌های انتخابی محاسبه شده و بر اساس قاعده‌ی استورجس طبقه‌بندی گردید (جدول ۴) و توزیع آن‌ها در ساختمان‌های زمین‌شناسی مختلف در جدول (۵) آمده است.

جدول (۴) فراوانی اعداد طبقه‌بندی شده برای شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن

طبقات	عمود بر گسل	موازی گسل	گسل	عمود بر تاقدیس	عمود بر ناودیس	موازی ناودیس	ترکیبی	سایر	فراوانی
۰/۱۱ - ۱/۶۶	۲۷	۷	۷	۸	۸	۶	۲	۵۳	۱۱۸
۱/۶۶ - ۳/۲۱	۴	۲	۱	۱	۱	-	۳	۴	۱۶
۳/۲۱ - ۴/۷۶	۴	-	۱	-	-	-	-	۲	۷
۴/۷۶ - ۶/۳۱	۱	-	-	-	-	-	-	۲	۳
۶/۳۱ - ۷/۸۶	-	-	-	-	-	-	-	۱	۱
۷/۸۶ - ۹/۴۱	-	-	-	-	۱	-	-	-	۱
۹/۴۱ - ۱۰/۹۶	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۱۰/۹۶ - ۱۲/۵۱	۱	-	-	-	-	-	-	-	۱
۱۲/۵۱ - ۱۴	-	-	-	-	-	-	-	۱	۱

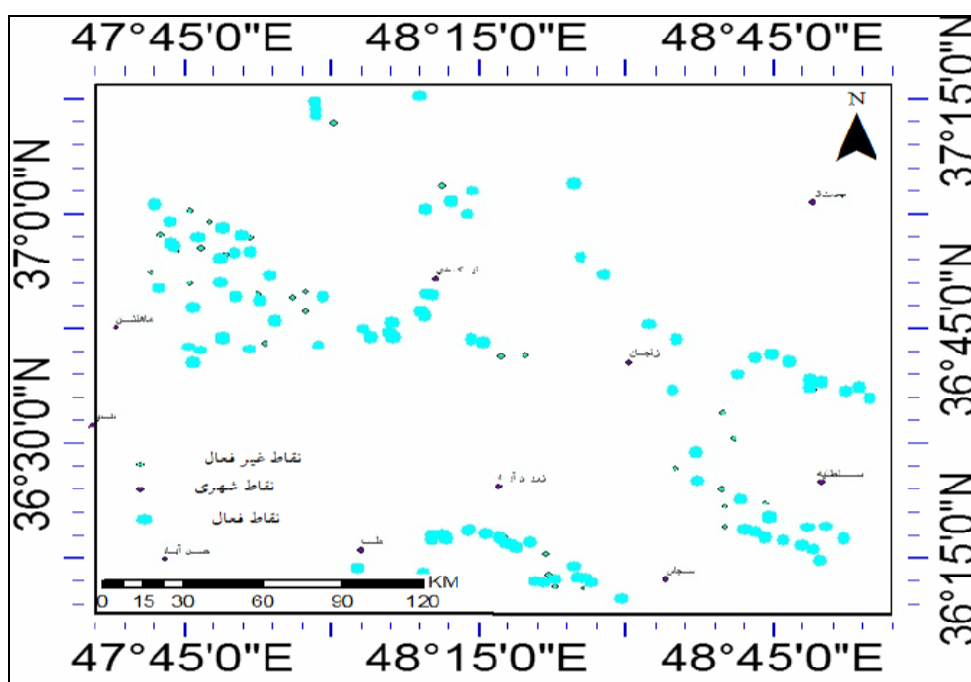
1- Betic Cordillera

2- Pedrera et al,

جدول (۵) طبقه‌بندی شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن

مقادیر VF	عمود بر گسل	موازی با گسل	گسل	عمود بر تاقدیس	عمود بر ناودیس	موازی ناودیس	ترکیبی	سایر
فعال	۲۰ (/۵۴/۱)	۷ (/۷۷/۸)	۷ (/۷۷/۸)	۸ (/۸۸/۹)	۷ (/۷۰)	۵ (/۸۳/۳)	۲ (/۴۰)	۴۹ (/۷۷/۸)
نیمه فعال	۸ (/۲۱/۶)	۱ (/۱۱/۱)	۰	۰	۰	۱ (/۱۶/۷)	۲ (/۴۰)	۵ (/۷/۹)
غیرفعال	۹ (/۲۴/۳)	۱ (/۱۱/۱)	۲ (/۲۲/۲)	۱ (/۱۱/۱)	۳ (/۳۰)	۰	۱ (/۲۰)	۹ (/۱۴/۳)

تعداد ۱۰۵ زیرحوضه از نظر تکتونیک فعال، ۱۷ زیرحوضه نیمه فعال و ۲۶ زیرحوضه غیرفعال هستند. بیشتر دره‌های فعال، معادل ۸۹ درصد، در زیرحوضه‌ی عمود بر تاقدیس قرار گرفته‌اند، ۱۱ درصد باقی مانده نیز در منطقه‌ی غیرفعال قرار دارند؛ کمترین میزان فعالیت معادل ۴۰ درصد در دره‌های ترکیبی قرار گرفته است، ۴۰ درصد این دره‌ها در منطقه‌ی نیمه فعال و ۲۰ درصد دیگر در منطقه‌ی غیرفعال پراکنده شده‌اند (شکل ۵).



شکل (۵) مناطق فعال از نظر شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع در منطقه‌ی مورد مطالعه

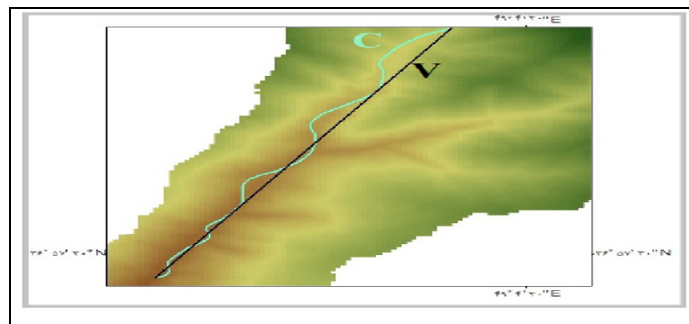
بیشترین میزان دره‌های نیمه‌فعال در زیرحوضه‌ی عمود بر گسل قرار گرفته‌اند (۲۲ درصد)، در زیرحوضه‌های گسلی، عمود بر تاقدیس و عمود بر ناودیس هیچ یک از دره‌های انتخابی در منطقه‌ی نیمه‌فعال نیستند. بیشترین

درصد دره‌های منطقه‌ی غیرفعال در زیرحوضه‌ی عمود بر ناودیس قرار دارند (۳۰ درصد) که میزان آن در زیرحوضه‌ی موازی ناودیس معادل صفر و در زیرحوضه‌های عمود بر تاقدیس و موازی گسل حدود ۱۱ درصد است. به طور کلی میزان فعالیت به ترتیب در زیرحوضه‌های «ترکیبی»، «عمود بر گسل»، «عمود بر ناودیس»، «گسلی»، «سایر»، «موازی گسل»، «عمود بر تاقدیس» و «موازی ناودیس» افزایش یافته است. به عبارتی بر اساس این شاخص؛ میزان فعالیت در زیرحوضه‌های «ترکیبی» کمتر و در زیرحوضه‌های «موازی ناودیس» بیشتر از سایر دره‌ها است.

سینوزیته‌ی (پیچ و خم) رودخانه (Sr): متناسب با تغییرات تکتونیکی که منجر به تغییر شیب دره‌ی رودخانه می‌شود، جهت حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه نیز جابجا می‌شود. تأثیر ثانویه‌ی این تطبیق آن است که رودخانه از یک انحناء به انحناء دیگر تغییر مکان می‌دهد و مقدار جابجایی متناظر و دستکاری (تغییر شکل) دشت سیلابی سرعت می‌گیرد. بنابر این ثابت شده که این تأثیر ثانویه می‌تواند به عنوان ابزار شناسایی برای تشخیص نواحی دارای حرکات تکتونیکی جوان به کار رود (عابدینی و رجائی، ۱۳۸۳: ۱۳۱). در این شاخص رودخانه‌هایی که پیچ و خم زیادی دارند، به حالت تعادلی نزدیک‌ترند و حالت مستقیم مسیر رودخانه حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت نفوکتکتونیکی است. این شاخص از رابطه‌ی (۴) به دست می‌آید.

$$Sr = C / V \quad (\text{رابطه‌ی ۴})$$

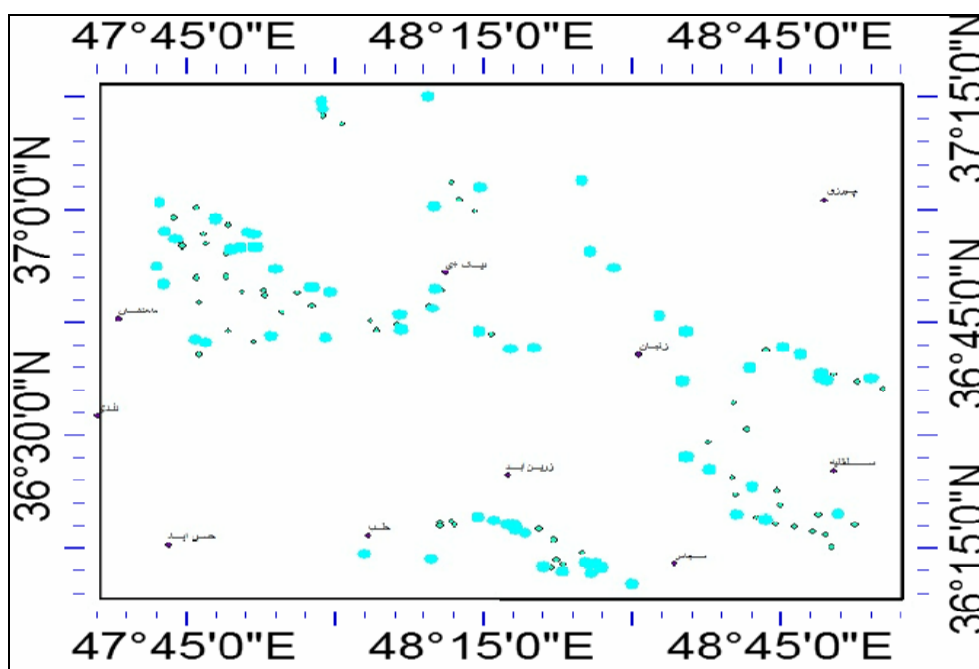
در این رابطه، C طول رودخانه یا جریان و V طول دره است (شکل ۶). هر چه مقدار Sr زیادتر باشد حاکی از رسیدن رودخانه به حالت تعادل و هر چه مقدار Sr کمتر باشد نشانگر تکتونیک فعال در منطقه است. یعنی هر چه طول رودخانه نسبت به طول دره (صورت کسر نسبت به مخرج کسر بیشتر باشد) بیشتر باشد، رودخانه به حالت تعادل رسیده و فعالیت تکتونیکی در آن ضعیف است. به منظور طبقه‌بندی مقادیر به دست آمده از نتایج شاخص پیچ و خم رودخانه، از قاعده‌ی استورجس استفاده گردید (جدول ۶). بر طبق جدول (۶) و شکل (۷)، شاخص پیچ و خم رودخانه در ۶۶ درصد کل دره‌های انتخابی و ۸۰ درصد زیرحوضه‌های عمود بر ناودیس و ترکیبی، ۷۶ درصد سایر، حدود ۶۵ درصد زیرحوضه‌های عمود بر گسل و موازی ناودیس، حدود ۴۵ درصد زیر حوضه‌های عمود بر تاقدیس و گسلی و ۳۳ درصد زیرحوضه‌ی موازی گسل مابین ۱/۰۱ تا ۱/۱۵ قرار دارند، و بیش از ۸۵ درصد زیرحوضه‌ها در بازه‌ی ۱/۰۱ - ۱/۲۹ واقع شده‌اند، بنابر این منطقه از نظر این شاخص نیز بسیار فعال است و میزان فعالیت به ترتیب در زیرحوضه‌های «عمود بر تاقدیس»، «موازی گسل»، «گسلی»، «عمود بر گسل»، «موازی ناودیس»، «سایر»، «ترکیبی» و «عمود بر ناودیس» افزایش یافته است.



شکل (۶) نحوه‌ی مشخص کردن سینوزیته‌ی رودخانه

جدول (۶) فراوانی اعداد طبقه‌بندی شده برای شاخص پیچ و خم رودخانه

فراوانی	سایر	ترکیبی	موازی ناودیس	عمود بر ناودیس	عمود بر ناودیس	گسل	موازی گسل	عمود بر گسل	طبقات
۹۸	۴۸	۴	۴	۸	۴	۴	۳	۲۳	۱/۱۴ - ۱/۰۱
۳۱	۱۰	-	۱	۱	۴	۱	۵	۹	۱/۲۷ - ۱/۱۴
۱۲	۴	۱	۱	۱	۱	۲	-	۲	۱/۴ - ۱/۲۷
-	-	-	-	-	-	-	-	-	۱/۵۳ - ۱/۴
۱	۱	-	-	-	-	-	-	-	۱/۶۶ - ۱/۵۳
-	-	-	-	-	-	-	-	-	۱/۷۹ - ۱/۶۶
۳	-	-	-	-	-	-	۱	۲	۱/۹۲ - ۱/۷۹
۱	-	-	-	-	-	-	-	۱	۲/۰۵ - ۱/۹۲
۲	-	-	-	-	-	۲	-	-	۲/۲ - ۲/۰۵



شکل (۷) مناطق فعال از نظر شاخص سینوسی رودخانه در منطقه‌ی مورد مطالعه

بر اساس جدول (۷) SL، می‌توان گفت در هیچ کدام از دره‌های انتخابی، شاخص مناسبی برای ارزیابی وضعیت مورفوتکتونیک نبوده، در صورتی که بر اساس سایر شاخص‌ها منطقه فعال شناخته شده است، با این تفاوت که؛ AF برای وضعیت دره‌های عمود بر ناودیس، SR برای بررسی وضعیت تکتونیک در دره‌های عمود بر تاقدیس و موازی با ناودیس و VF برای ارزیابی وضعیت مورفوتکتونیک دره‌های عمود بر گسل و گسلی شاخص مناسبی بوده‌اند.

جدول (۷) میانگین عددی شاخص‌های مورفوتکتونیک

دره	عمود بر گسل	موازی گسل	گسل	عمود بر تاقدیس	عمود بر ناودیس	موازی ناودیس	ترکیبی	سایر
SL	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال
میانگین	۱۴۷/۶	۱۲۵/۳	۱۲۶/۵	۷۵/۷	۱۴۳/۴	۱۲۹/۷	۱۲۳/۴	۱۰۹/۰۳
AF	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال
میانگین	۴۶/۹۴	۴۴/۱۴	۴۵/۱۱	۵۲/۳۸	۵۰/۲۵	۵۲/۸	۵۰/۶۴	۵۲/۶۵
VF	نیمه فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	نیمه فعال	فعال
میانگین	۱/۰۶	۰/۸۷	۰/۷۴	۰/۸۲	۰/۶۴	۰/۵۶	۱/۱۷	۰/۸۳
SR	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال	فعال
میانگین	۱/۱۳	۱/۲	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱	۱/۱۴	۱/۰۹	۱/۱۳

نتیجه‌گیری

هر یک از شاخص‌های مورد بحث در این بررسی یک طبقه‌بندی نسبی از فعالیت تکتونیک ارائه داده‌اند که برای مطالعات شناسایی و بررسی‌های مقدماتی مفید هستند. وقتی چندین شاخص در یک ناحیه‌ی خاص برای طبقه‌بندی و تجزیه و تحلیل فعالیت تکتونیک به کار برده شوند، نسبت به کارگیری یک شاخص، نتایج مستدل‌تری را در بر خواهند داشت. بر همین اساس برای ارزیابی فعالیت‌های درونی منطقه‌ی مطالعاتی از چهار شاخص ذکر شده استفاده گردید. منطقه‌ی مطالعاتی از نظر شاخص گرادیان طول رودخانه در همه‌ی طبقات انتخابی غیرفعال است با این وجود مقادیر آن با میزان گسترش دره‌ها مرتبط است، کمترین مقادیر SL با کم عمق‌ترین دره‌ها همخوانی داشته و مقادیر بالای آن بر عمیق‌ترین دره‌ها منطبق هستند. میانگین نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن در هر یک از زیرحوضه‌ها نشان می‌دهد؛ که طبقه‌های ترکیبی و عمود بر گسل مابین یک و دو قرار داشته و نیمه‌فعال است؛ اما در سایر طبقات کوچک‌تر از یک بوده و تکتونیک فعال می‌باشد. همچنین حوضه‌ی زهکشی نامتقارن منطقه نشان‌دهنده‌ی فعال بودن منطقه است. شاخص سینوسی پایین رودخانه نیز در همه‌ی طبقات مابین مستقیم بودن رودخانه و جوان و فعال بودن منطقه است. مناطق

فعال در همه‌ی شاخص‌ها منطبق بر گسل‌های فعال منطقه است. زیرحوضه‌های سایر از نظر شاخص گرادیان طولی دره دارای فعالیت تکتونیک کم، از نظر شاخص کج‌شدگی تکتونیک و شاخص نسبت پهنای کف بستر به ارتفاع آن، دارای فعالیت تکتونیک متوسط و از نظر شاخص سینوسی رودخانه فعالیت تکتونیک زیادی دارند.

منابع

- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۸)، «تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک و ژئومورفولوژیک»، مجله فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۵، صص ۲۳-۵۰.
- بیاتی خطیبی، مریم و حیدرزادگان، پروین (۱۳۸۴)، «تعیین مراحل تحول ژئومورفولوژیکی دره‌های نواحی کوهستانی با روش‌های کلاسیک و ریاضی»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۸۵-۱۱۰.
- پورکرمانی، محسن؛ شفیعی بافتی، امیر؛ شاهپسندزاده، مجید و ایرانمنش، فرناز (۱۳۸۸)، «ریخت زمین‌ساخت و ارزیابی فعالیت گسل کوهبنان از طریق محاسبه‌ی شاخص‌های زمین‌ریختی»، فصلنامه‌ی جغرافیای طبیعی، شماره ۳، صص ۴۳-۵۷.
- جداری عیوضی، جمشید (۱۳۷۸)، ژئومورفولوژی ایران، چاپ چهارم، تهران: دانشگاه پیام نور.
- حبیب‌اللهیان، محمود و رامشت، محمدحسین (۱۳۹۰)، «کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنباً در برآورد وضعیت تکتونیک بخش علیای زاینده‌رود»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، صص ۹۹-۱۱۲.
- رامشت، محمدحسین؛ شاه‌زیدی، سمیه‌سادات (۱۳۹۰)، کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی ملی، منطقه‌ای، اقتصادی، توریسم، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- رضایی مقدم، محمدحسین؛ ثروتی، محمدرضا و اصغری سراسکانرود، صیاد (۱۳۹۱)، «تغییرات شکل هندسی رودخانه‌ی قزل‌اوزن با تأکید بر عوامل ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی»، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دوره ۲۳، شماره ۲، صص ۱-۱۴.
- رنجبر، محسن و صمدزاده، رسول (۱۳۸۹)، «مخاطرات ژئومورفولوژیک دره فرونشستی ماکو»، فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی جغرافیای ایران، دوره‌ی جدید، سال هشتم، شماره ۲۴، صص ۱۵۹-۱۷۷.
- زمانی، جواد (۱۳۸۴)، «تحلیلی بر تحولات تکتونیک-ژئومرفیک و هیدرولوژی چاله‌ی مرنده و دامنه‌های جنوبی مشرف بر آن»، نشریه‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۱۹، صص ۱۰۹-۱۲۴.
- زمردیان، محمدجعفر (۱۳۸۱)، ژئومورفولوژی ایران، جلد اول، مشهد: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- عابدینی، موسی و رجائی، عبدالحمید (۱۳۸۳)، «پژوهشی در نقش عوامل نوزمین‌ساخت در تحول ژئومورفولوژی نو منطقه‌ی دره‌دیز-دیوان‌داغی از طریق شاخص‌های ژئومورفولوژی و مورفومتری»، نشریه‌ی دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، شماره ۱۵، صص ۱۶۲-۱۳۷.
- عابدینی، موسی و شبرنگ، شنو (۱۳۹۳)، «ارزیابی فعالیت‌های نوزمین‌ساخت در حوضه‌ی آبی مشکین‌چای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژی»، جغرافیا و توسعه، شماره ۳۵، صص ۴۴-۶۹.

- علایی طالقانی، محمود (۱۳۹۰)، ژئومورفولوژی ایران، چاپ ششم، نشر قومس.
- کرمی، فریبا؛ بیاتی‌خطیبی، مریم و مختاری، داود (۱۳۸۶)، «ارزیابی و پهنه‌بندی خطر حرکات توده‌های مواد در حوضه‌ی آبریز اوجان‌چای»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۹، صص ۱۲۴-۱۰۷.
- گورابی، ابوالقاسم و نوحه‌گر، احمد (۱۳۸۶)، «شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز درکه»، فصلنامه‌ی پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۶۰، صص ۱۷۷-۱۹۶.
- مددی، عقیل؛ رضائی‌مقدم، محمدحسین و عبدالحمید، رجائی (۱۳۸۳)، «تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش (باغ‌وداغ)»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۸، صص ۱۲۳-۱۳۸.
- مردوخ‌پور، گشین و معتمد‌وزیری، بهارک (۱۳۹۰) «بررسی عوامل مؤثر در وقوع حرکت‌های توده‌ای با استفاده از روش رگرسیون چندمتغیره (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی آبخیز آبیدر)»، پژوهش‌های فرسایش طبیعی، سال اول، شماره‌ی ۱، صص ۱۱۶-۱۰۵.
- مقیمی، ابراهیم؛ باقری سیدشکری، سجاد و صفرراد، طاهر (۱۳۹۱)، «پهنه‌بندی خطر وقوع زمین لغزش با استفاده از مدل آنتروپی (مطالعه‌ی موردی: تاقدیس نثار زاگرس شمال غربی)»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره‌ی ۷۹، صص ۷۷-۹۰.
- AL-Taj, M.; Sakour, F. & Atallah, M. (2007), "Morphotectonic Indices of the Dead Sea Transform Jordan", *Geographica, Dinam, Quat*, Vol. 30, pp. 5-11, 4 figg, 1 tab.
- Bull, W.B. (2007), **Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology**, Blackwell, Malden.
- Dehbozordi, 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*, Vol.121, pp 1-13.
- Douglas W.; Burbank, Robert & S. Anderson (2001), **Tectonic Geomorphology**, Wiley Blackwell Science.
- Font, M.; Amorese, D. & Lagarde, J.L. (2010), "Dem and GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonic: the Normandy Intraplate Area (NE France)". *Geomorphology*, Vol. 119, No. 3-4, pp. 172-180.
- Hack, J.T. (1973), "Stream-profiles Analysis and Stream-gradient Index", *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp. 421-429.

-
-
- Hamdouni, R.; Irigaray, C.; Fernandez, T.; Chacon, J. & Keller, E.A. (2008), “**Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain)**”. *Geomorphology*, Vol. 96, pp. 150-173.
- Jain, V. and Shina (2005), “**Response of Active Tectonics on the Alluvial Bagmati River, Himalayan Foreland Basin, Eastern India**”, *Geomorphology*, Vol. 70, pp. 339-356.
- Kokkalas, S.; Verrios, S. & Zygouri, V. (2004), “**Morphotectonic Analysis in the Eliki Fault Zone (Gulf of Corinth, Greece)**”, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. 36, pp. 1705-1715.
- Pant, P.; Joshi, M.; Kothyari, G. & Ahluvalia, A. (2010), “**Neotectonic Evidences of Rejuvenation in KaurikChango Fault Zone, Northwestern Himalaya**”, *Journal of Geographic Information System*, Vol. 2 No. 3, pp. 169-176.
- Perez-Pena, Jose Vicente; Azor, Antonio.; Azanon, Jose Miguel; Keller, Edward A. (2010), “**Active Tectonics in Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from Geomorphic Indexes and Drainage Pattern Analysis**”, *Geomorphology*, Vol. 119, pp. 74-87.
- Perdrera, A.; Perez-Pena, J.V.; Galindo-Zaldivar, J.; Azanon, J.M. & 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.
- Schoumm, A.; Dumont, J.F. & Holbrook, J.M. (2000), **Active Tectonics and Alluvial Rivers**, New York, Cambridge University Press.
- Summerfield, Michael A. (2000), **Geomorphology and Global Tectonics**, Wiley.