مجله آمایش جغرافیایی فضا
فصلنامه علمی- پژوهشی دانشگاه گلستان
سال چهارم/ شماره مسلسل یازدهم/ بهار ۱۳۹۳

بررسی تأثیرات تکتونیکی گسل کمایستان بر شبکه زهکشی و مخروط‌افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در دامنه‌های شمالی ارتفاعات جغتای

جواد جمال‌آبادی*[۱]، ابوالقاسم امیراحمدی[۲]، قاسم مونسیان[۳]، علی‌اکبر شایان یگانه[۴]

[۱]دانشجوی دکتری ژئومرفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری،
[۲]دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری،
[۳]دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومرفولوژی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری
[۴]دانشجوی دکتری ژئومرفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۹/۱۱ ؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۳/۲۴

چکیده

گسل کمایستان یکی از گسل‌های مهم دامنه‌های شمالی ارتفاعات جغتای است که از لحاظ داده‌های ساختمانی به ایران مرکزی تعلق دارد. هدف از این پژوهش، ارزیابی اثر تکتونیک بر شبکه زهکشی و مخروط‌افکنه‌های منطقه و مقایسه نتایج حاصله بر اساس شاخص‌ها و شواهد ژئومرفولوژیکی است. در این تحقیق از برخی از شاخص‌های کمی ژئومرفیک از قبیل انتگرال فراز نمای منحنی هیپسومتری حوضه‌های آبریز، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (VF)، نسبت (V)، عدم تقارن حوضه‌ها (AF)، شاخص گرادیان- طول رودخانه (SL)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص وسعت مخروط افکنه استفاده شده است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه از نظر شاخص (AF) در وضعیت بسیار فعال، شاخص‌های (VF) و نسبت (V) در وضعیت فعال و نیمه فعال، شاخص (SL) در وضعیت نیمه فعال تا غیرفعال و شاخص (T) در وضعیت غیر فعال به لحاظ تکتونیکی قرار می‌گیرند. نتایج حاصل از تلفیق کلیه شاخص‌ها، منطقه مورد مطالعه را از لحاظ تکتونیک در وضعیت نیمه فعال متمایل به غیر فعال (بالغ مایل به پیر) قرار می‌دهد.

واژگان کلیدی: تکتونیک، شاخص‌های مورفومتریک، ژئومورفولوژی، ارتفاعات جغتای، گسل کمایستان

*نویسنده مسئول: javadjamalabadi@yahoo.com

مقدمه

هر چند لندفرم‌ها در بسیاری از مناطق دارای فعالیت‌های تکتونیکی می‌تواند حاصل ترکیب پیچیده‌ای از تأثیرات عوامل مختلف دینامیک درونی و بیرونی باشد، شاخص‌های ژئومرفیک در بررسی فعالیت‌های تکتونیکی، اعم از پالئوتکتونیک و نئوتکتونیک می‌تواند به‌عنوان ابزاری مفید و کارآمد استفاده شود، زیرا با استفاده از آن‌ها می‌توان مناطقی را که در گذشته فعالیت‌های سریع یا کند تکتونیکی را تجربه کرده‌اند، به آسانی شناسایی نمود (رامیز و هیرا[1]، ۱۹۹۸). با مطالعه و بررسی لندفرم‌های توپوگرافی و الگوی سیستم‌های شبکه‌ی زهکشی با استفاده از شاخص‌های ژئومرفیک و با در نظر گرفتن ساختمان زمین‌شناسی هر منطقه، می‌توان عملکرد تکتونیک فعال را ارزیابی کرد و بود و نبود حرکات تکتونیکی فعال را مشخص نمود (مقصودی و همکاران،۱۳۹۰).

شواهد ژئومرفولوژیکی، همچون نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (VF)، نسبت (V)،[2] عدم تقارن آبراهه‌ها (AF)، شاخص گرادیان– طول رودخانه (SL)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص وسعت مخروط‌افکنه و برخی از شاخص‌های کمی دیگر، عملکرد فعالیت‌های پالئوتکتونیک و نئوتکتونیک را به نمایش می‌گذارند. با توجه به تعلق منطقه مورد مطالعه به زون ایران مرکزی و تحرک شدید این منطقه در مزوزوئیک و سنوزوئیک، نیروهای تکتونیکی منجر به ایجاد لندفرم‌ها و یا تغییر شکل در فرم‌های قدیمی شده‌اند؛ از این‌رو مطالعه‌ی این تغییرات بر اساس شواهد و شاخص‌های ژئومرفیک، اهمیت ویژه‌ای دارد. شاخص‌های ژئومرفیک در نقاط مختلف دنیا و ایران برای بررسی وضعیت تکتونیک فعال بررسی شده‌اند که به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود:

مسائل مربوط به مخروط‌افکنه‌ها از دهه‌ی ۱۹۶۰ رو به گسترش رفت (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۸۴). هک[3] (۱۹۷۳،) برای کمی کردن نیمرخ طولی شاخه اصلی رودخانه‌ها، در سال ۱۹۷۳ شاخص طول– گرادیان رودخانه (SL) را ابداع کرد. وی ضمن مطالعه رابطه میان شیب کانال و اندازه‌ی ذرات بستر رودها در کوه‌های آپالاش به این شاخص دست یافت. او در تجزیه و تحلیل‌هایش به طریق تجربی استدلال نمود که مقدار شاخص (SL) به اختلاف مقاومت سنگ‌ها و اندازه‌ی ذرات تشکیل دهنده‌ی بستر رود بستگی دارد و نتیجه گرفت که با قدرت رود نیز در ارتباط است. تالینگ و همکاران[4] (۱۹۹۷)، (۱۹۹۷)، تحقیقی با عنوان « فاصله‌بندی منظم خروجی زهکشی‌ها در بلوک‌های گسلی » انجام دادند و شاخص نسبت فاصله‌ای را در کوه‌های کالیفرنیا و جنوب غربی نپال بررسی کردند. مطالعه‌ی آن‌ها نشان

1- Ramiez&Heerea

۲ - نسبت مساحت دره به مساحت نیم دایره‌ای با شعاع معادل عمق دره

3- Hack

4- talling et al

داد که فاصله‌ی خروجی شبکه‌های زهکشی تا حدود زیادی متأثر از پهنای رشته کوه‌ها است. کلر[1] (۱۹۷۷). با مطالعه در کوه‌های سن گابریل جنوب کالیفرنیا مشاهده کرد که در مکان‌هایی با نرخ بالاآمدگی زیاد، مقادیر شاخص (SL) نیز است. با این یافته، وی نیز بر فایده‌ی شاخص مزبور به عنوان ابزاری برای حصول اطلاعات مقدماتی درباره‌ی بالاآمدگی تأکید کرد. بول و فادن[2] (۱۹۷۲) از شاخص نسبت پهنا به عمق یا ارتفاع دره (VF) برای شناسایی عامل فرسایش استفاده کرده، ایجاد مورفولوژی دره‌ها را توجیه کردند. آن‌ها تأثیر تکتونیک را از طریق نیمرخ عرضی دره‌ها بررسی کردند. تحقیقات این دو نفر در شمال و جنوب گسل گارلوک انجام شد. نتایج تحقیقات آن‌ها به سه رده‌بندی مهم از نظر تکتونیکی منجر شد. ولز و همکاران[3] (۱۹۸۸)، به بررسی شاخص‌هایی مانند سطوح مثلثی شکل، شاخص تسطیح شدگی جبهه‌ی کوهستان، سینوسیته جبهه کوهستان، تقعر نیمرخ رودخانه در سواحل کاستاریکا پرداختند.

از تحقیقات دیگری که در این زمینه انجام شده می‌توان به کارهای همبلین[4] (۱۹۷۶) و بول[5] (۲۰۰۷) اشاره کرد. ریتر و همکاران[6] (۲۰۰۰)، پس از انجام مطالعاتی به این نتیجه رسیدند که ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها به عوامل محیطی مانند رژیم‌های آب و هوایی، وضعیت تکتونیک و لیتولوژی حوضه‌های نواحی بالا دست بستگی دارد. در مطالعه‌ای که چن[7] و همکاران (۲۰۰۳) در تایوان انجام دادند، دریافتند که هرچه طول رودخانه بیش‌تر باشد، رودخانه مورد نظر کم‌تر تحت تأثیر سنگ‌شناسی بستر خود است و برعکس. مالیک[8] و ماهانتی (۲۰۰۶) به مطالعه تأثیر تکتونیک در تکامل شبکه‌ی زهکشی و چشم‌اندازها با استفاده از شاخص‌های ژئومرفیک در هیمالیای هند پرداختند.

اولین بار در ایران بیومونیت[9] (۱۹۷۲) در مورد مخروط‌افکنه‌های پای‌کوهی البرز مطالعاتی انجام داد. بهرامی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه زهکشی در چهار حوضه‌ی آبریز در شمال شرق ایران پرداخته و شاخص‌هایی مانند ناهنجاری سلسله مراتبی، تراکم ناهنجاری سلسله مراتبی، شاخص انشعابات و درصد عدم تقارن حوضه را بررسی کردند و بر اساس نتایج حاصله، تمامی حوضه‌ها را از نظر تکتونیکی فعال ارزیابی کردند.

1- Keller
2- Bull & Fadden
3- Wells et al
4- Hamblin
5- Bull
6- Ritter et al
7- Chen et al
8- Malik et al
9- Beaumont

حبیب الهیان و همکاران (۱۳۹۰) به ارزیابی وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده‌رود بر اساس تکنیک‌های ژئومرفولوژیکی پرداخته و بخش‌های فعال، نیمه فعال و غیر فعال تکتونیکی را شناسایی و تفکیک کردند. رضایی‌مقدم (۱۳۷۴)، مخروط‌افکنه‌های دامنه‌های جنوبی میشوداغ و خیام و همکاران (۱۳۸۱) نیز مخروط افکنه‌های دامنه‌های شمالی میشوداغ را بررسی و مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که به وجود آمدن مخروط‌های چند بخشی در منطقه در نتیجه عملکرد گسل‌ها بوده است. مقصودی (۱۳۸۷) به بررسی مخروط‌افکنه جاجرود با هدف شناخت هر چه بیش‌تر عوامل مؤثر در شکل‌گیری و تحول آن، نظرات ارائه شده را ارزیابی کردند و در نهایت با محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک smf و vf نسبت به تعیین اثر حرکات تکتونیکی در منطقه اقدام کرد. نتایج تحقیق وی نشان می‌دهد که تحول مخروطه‌افکنه جاجرود، حاصل عملکرد عوامل طبیعی شامل تغییرات اقلیمی و حرکات تکتونیکی و تغییر سطح اساس و عوامل انسانی بوده است.

رامشت و همکاران (۱۳۸۳) در مطالعه‌ای با عنوان تأثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط‌افکنه‌های درختگان در منطقه‌ی شهداد کرمان به این نتیجه رسیدند که فعالیت‌های تکتونیکی با تأثیرگذاری در محل استقرار مخروط‌افکنه‌ها، افزایش رسوب‌دهی، افزایش شیب و در نتیجه افزایش توان حمل به مقدار رسوب رودخانه درختگان، نقش خود را در تحول و تکامل امروزی آن ایفا کرده است. مقصودی و همکاران (۱۳۸۸) به بررسی نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تحول مخروط‌افکنه‌های دامنه‌ی تاقدیس قلاجه در جنوب استان کرمانشاه پرداخته‌اند و با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، میزان فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه را ارزیابی نمودند. نتایج تحقیق بیانگر آن است که تکتونیک منطقه (گسل‌ها)، نقش اصلی را در شکل‌گیری و تحول و مورفولوژی مخروط‌افکنه‌های منطقه دارد. سیف و خسروی (۱۳۸۹)، تکنوتیک‌های فعال را در قلمرو تر است منطقه‌ی فارسان بررسی کرده‌اند. نتایج شاخص‌های متفاوت تبدیل به شاخص (Iat) شده‌اند و نقشه پهنه‌بندی تکنوتیکی حوضه‌ی فارسان در چهار کلاس بسیار فعال، فعال، نیمه فعال و غیرفعال ترسیم شده است. هدف از این پژوهش، بررسی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی و تأثیر این نیروها بر شبکه آب‌ها و الگوی زهکشی و مخروط‌افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌های ژئومرفیک است.

مبانی نظری تحقیق

تقریباً هیچ ناحیه‌ای را از جهان نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تاثیر حرکات تکتونیکی قرار نگرفته و لندفرم‌های را دچار تغییر نکرده باشد. از آنجائی که لندفرم‌ها در مناطق دارای فعالیت‌های تکتونیکی می‌تواند در نتیجه ترکیب پیچیده‌ای از تاثیرات عوامل مختلف دینامیک درونی و بیرونی باشد، شاخص‌های ژئومرفیک در بررسی فعالیت‌های تکتونیکی، اعم از فعالیت‌های قدیم و جدید

می تواند به عنوان ابزاری ارزشمند، مفید و کارامد استفاده شود. زیرا با استفاده از آن می‌توان مناطقی را که در گذشته فعالیت‌های سریع یا کند تکتونیکی را تجربه نموده‌اند، به آسانی شناسایی نمود. از مهمترین ویژگی‌ها و محاسن استفاده از این شاخص‌ها، می‌توان به سادگی نسبی در روش محاسبه، سرعت عمل بالا در به کارگیری شاخص‌ها برای بررسی میزان فعالیت تکتونیکی نواحی، آسان‌تر کردن مقایسه منطقی و معقول لندفرم‌ها در مطالعات ژئومرفولوژی و دوری از سلایق و نظرات شخصی در مطالعات اشاره نمود. بر این اساس باتوجه به عدم امکان انجام مطالعات ژئودزی و لرزه شناختی درمنطقه سعی شده است که از داده‌ها و امکانات و شواهد ژئومرفیک موجود که نشان‌دهنده تکتونیک فعال هستند، استفاده گردد. باتوجه به اینکه از تعداد زیادی شاخص در تحلیل استفاده شده در بخش نتایج و بحث به به اختصار به معرفی هر کدام پرداخته شده است.

روش تحقیق

فعالیت گسل‌ها و اثرات حاصله را می‌توان از طریق بررسی شواهد تاریخی، زمین‌شناسی، ژئومرفولوژی، زلزله‌شناسی، ژئودزی، ژئوشیمی و ژئوفیزیک تعیین کرد (مقصودی،۱۳۹۰:۱۴۰). با توجه به این‌که امکان انجام مطالعات ژئودژی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک و لرزه‌شناختی در منطقه وجود ندارد، از داده‌ها و امکانات و شواهد ژئومرفیک موجود که نشان‌دهنده‌ی تکتونیک فعال هستند، استفاده شده است. در این پژوهش از نقشه‌های توپوگرافی۱:۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استفاده شده است. برای محاسبه‌ی شاخص‌های ژئومرفیک (SL، VF، V، AF ، T)، داده‌های مورفومتری لندفرم‌ها لازم است. بنابراین ابتدا لایه‌های رقومی مورد نیاز از روی نقشه‌های پایه مثل نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی تهیه و در محیط نرم‌افزار ArcGIS ویژگی‌های مورفومتری محاسبه گردید و نقشه‌ها و نیمرخ‌های مورد نیاز تهیه شد. نهایتاً تجزیه و تحلیل داده‌ها بر اساس داده‌های کمی به دست آمده از شاخص‌های ژئومرفیک انجام شده و میزان فعالیت تکتونیکی و تأثیرات حاصله مشخص و در آخر نتایج حاصل از داده‌های ژئومرفیک با شواهد ژئولوژیکی مقایسه گردید. شاخص‌های مورد استفاده در تحقیق به شرح زیر تعریف می‌گردند:

تعریف شاخص‌ها

الف) شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (vf)

این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود: $Vf = 2vfw/\left[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)\right]$

در اینجا:

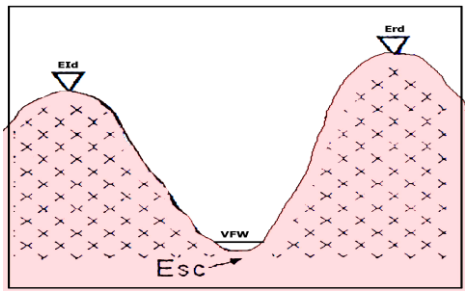
Vf = نسبت پهنای کف دره به عمق دره

Vfw= پهنای کف دره یا عرض بستر به متر

Esc= ارتفاع متوسط کف دره از سطح دریا

Eld= ارتفاع دیواره سمت چپ دره یا ارتفاع خطالرأس سمت چپ رودخانه (خط تقسیم آب سمت چپ از سطح دریا)

Erd = ارتفاع دیواره سمت راست دره یا ارتفاع خطالرأس سمت راست رودخانه (بول[1]، ۱۹۹۸) شکل (۱).



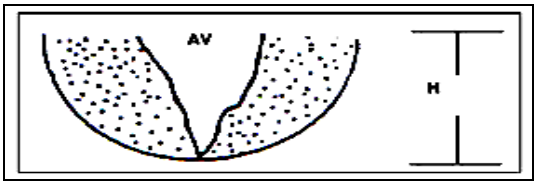
شکل ۱ - نسبت پهنای کف دره به ارتفاع (نمای جانبی) و نحوه‌ی نمایش آن

شاخص نسبت پهنا به ارتفاع دره عبارت است از نسبت دو برابر عرض کف دره به اختلاف ارتفاع دیواره‌ی دو سمت آن و ارتفاع کف دره. این شاخص منعکس‌کننده‌ی اختلاف بین دره‌های V شکل و U شکل است؛ یعنی هر چه مورفولوژی دره به شکل V نزدیک‌تر شود، مقدار VF به صفر نزدیک شده و حاصل رابطه‌ی بالا به عدد صفر نزدیک می‌شود. این نشان‌دهنده‌ی عمل تخریب و فرسایش آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهای تکنونیکی فعال است و هرچه مورفولوژی دره به شکل U نزدیک‌تر شود، مقدار vf افزایش می‌یابد و حاصل رابطه‌ی بالا بزرگ‌تر می‌شود که نشان‌دهنده‌ی تعریض و تسطیح دره توسط آب‌های جاری و کم شدن شدت فرآیندهای تکنونیکی و پایداری دره است (ملک، ۱۳۶:۱۳۷۷). به عبارت دیگر مقدار کم vf نشان‌دهنده‌ی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیک و v شکل بودن دره است و مقادیر زیاد این شاخص نشان‌دهنده‌ی عدم فعالیت و کم بودن فعالیت تکتونیکی در منطقه است و رودخانه‌ها در این مناطق بستر خود را به‌صورت جانبی توسعه داده و دره‌های U شکل را ایجاد نموده‌اند (مقصودی و همکاران، ۱۳۰:۱۳۹۰).

1- Bull

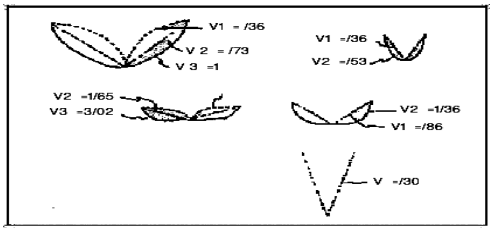
ب) شاخص نسبت(V)

شاخص نسبت (V) عبارت است از نسبت مساحت دره به مساحت نیم دایره‌ای به شعاع معادل عمق دره‌ی ایجاد شده (ملک، ۱۳۷۷). این شاخص با استفاده از رابطه‌ی $V = Av / Ac$ محاسبه شده است. در این رابطه Av مساحت دره در مقطع عرضی به متر مربع، Ac مساحت نیم دایره به شعاع H به متر مربع و H ارتفاع دره به متر است (مایر[1]، ۱۹۸۶: ۱۲۹).



شکل ۲- مقطع قائم از یک دره فرضی و پارامترهای لازم برای محاسبه‌ی (V) (منبع: سلیمانی، ۱۳۷۸)

این شاخص از مقایسه‌ی مساحت مقطع عرضی دره واقعی با مساحت نیم دایره‌ای فرضی که دارای شعاعی برابر با بلندی مرز آبریز دو زهکشی همجوار است، به دست می‌آید. در این شاخص هر چه مقدار عددی شاخص V از عدد یک کوچک‌تر باشد، بیانگر دره‌هایی به شکل V بوده و میزان فعالیت در چنین دره‌هایی بیش‌تر خواهد بود (مایر، ۱۹۸۶: ۱۲۹).



شکل ۳- مقادیر مختلف شاخص مورفومتریک V در رابطه آن با شکل دره (منبع: سلیمانی، ۱۳۷۸)

بر اساس شکل (۳) می‌توان گفت هر چه قدمت دره بیش‌تر باشد، میزان تحدب شیب‌های طرفین دره کم‌تر و دهانه‌ی دره بازتر می‌شود.

ج) شاخص گرادیان طول رودخانه (SL)

این شاخص از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$Sl = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

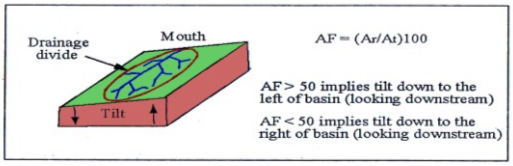
1- Mayer

در این رابطه، SL: شاخص گرادیان طول رودخانه، ΔH: اختلاف ارتفاع در یک مقطع مشخص، ΔL: فاصله‌ی افقی در آن مقطع مشخص و L: طول رودخانه از نقطه مرکزی مقطع اندازه‌گیری شده تا سرچشمه رودخانه است.

د) شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه‌ی آبریز (Af)

این شاخص که به صورت زیر تعریف می‌گردد، شاخصی برای تشخیص وجود کج شدگی ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های زهکشی است.

$$Af = (Ar / At) \times 100$$



شکل ۴- نمایش نحوه محاسبه عامل عدم تقارن با نمودار مکعبی (مولین و همکاران، ۲۰۰۳)

در این رابطه، Af: عدم تقارن زهکشی، Ar: مساحت حوضه در برگیرنده‌ی زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه‌ی اصلی (کیلومترمربع)، At: مساحت حوضه‌ی در برگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت چپ و راست آبراهه‌ی اصلی (کیلومتر مربع) است.

هـ) شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)شاخص دیگری که می‌توان از آن در ارزیابی نامتقارن بودن حوضه و متعاقب آن در بررسی حرکات تکتونیکی فعال سود جست، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) است. این شاخص با استفاده از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$T = Da / Dd$$

در رابطه بالا، Da فاصله‌ی نوار مئاندری از خط میانی حوضه آبریز و Dd فاصله‌ی خط میانی حوضه-ی آبریز از خط مرز حوضه (خط تقسیم آب) است (کلر و پنیتر[1]، ۱۹۹۶). برای حوضه کاملاً متقارن T=0 است. با افزایش عدم تقارن، شاخص T افزایش می‌یابد و در نهایت به یک نزدیک می‌شود.

و) شاخص سینوسیته جبهه کوهستان[2] smf

پیچ و خم جبهه کوهستان با رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود:

1- Kekker & Pinter
2- Mountain –front sinuosity

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

در اینجا، Smf: شاخص سینوسی جبهه‌ی کوهستان، Lmf: طول جبهه کوهستان در امتداد پای‌کوه (خط کنیک)، LS: طول خط مستقیم در جبهه‌ی کوهستان است. شاخص Smf برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی بین ۱ تا ۱/۶، برای مناطق با فعالیت متوسط بین ۱/۴ تا ۳ و برای جبهه کوهستان غیر فعال تکتونیکی از حدود ۱/۸ تا بیش‌تر از ۵ است (مددی و همکاران، ۱۳۸۴: ۱۳۵).

ز) شاخص انتگرال فرازنما

از روش‌های ساده در تعیین شکل منحنی فرازنما برای یک حوضه‌ی آبریز فرضی، محاسبه‌ی انتگرال فرازنما برای آن است. این انتگرال به صورت مساحت زیر منحنی فرازنما تعریف شده است. این انتگرال از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$1 = \frac{Hmean - H\min}{H\max - H\min}$$

در این رابطه، H mean: ارتفاع متوسط حوضه، H min: ارتفاع کمیته‌ی حوضه و H max: ارتفاع بیشینه‌ی حوضه است (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). مقادیر زیاد انتگرال بیانگر توپوگرافی جوان، پستی و بلندی‌های فراوان به همراه فرایند (حفر قائم) در دره‌ی رودخانه‌ها و مقادیر عددی متوسط تا کم به ترتیب بیانگر توپوگرافی بالغ و پیر است. این مقادیر بین صفر و یک قرار دارد.

ح) شاخص وسعت مخروط‌افکنه

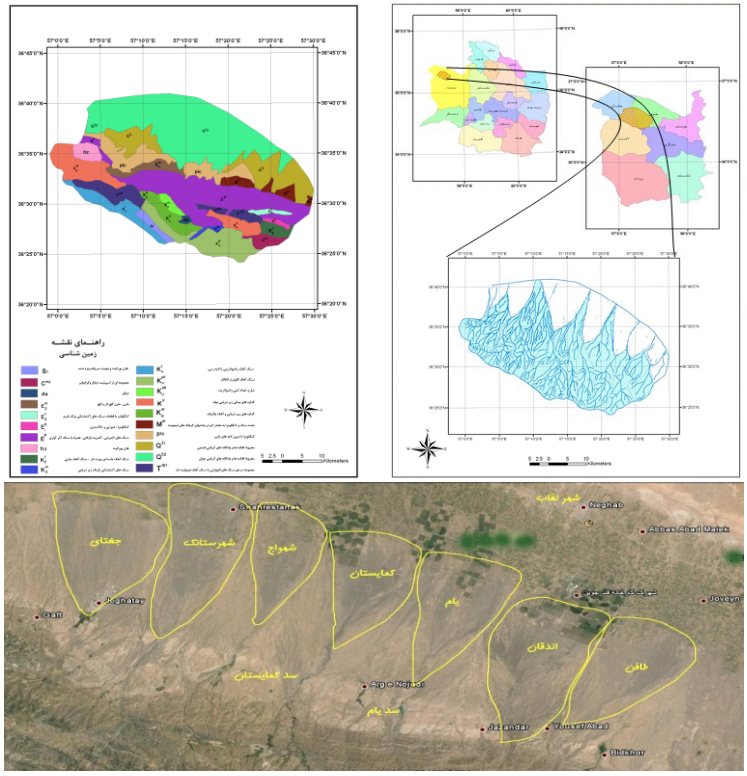
در شاخص وسعت مخروط‌افکنه، ارتباطی میان وسعت حوضه زهکشی (Ad) و وسعت مخروط-افکنه (Af) بر قرار شده است که از دو معادله‌ی زیر پیروی می‌کند (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۶۱).

- معادله الف: $Af = 3.34 \times Ad^{0.55}$
- معادله ب: $Af = .59 \times Ad^{0.8}$

محدوده و قلمروی پژوهش

ارتفاعات جغتای از لحاظ موقعیت جغرافیای ریاضی بین ′۳۶°۲۴ تا ′۳۶°۴۱ عرض شمالی و ′۵۶°۵۸ تا ′۵۷°۳۰ طول شرقی واقع شده است و مساحتی معادل ۹۲۸/۷۹۷ کیلومتر مربع دارد. از نظر موقعیت نسبی، ارتفاعات جغتای به موازات رشته کوه‌های الاداغ – بینالود و در جنوب آن با روند شمال غرب به جنوب شرقی قرار دارد و پهنای آن بین ۱۲ تا ۳۰ کیلومتر متغیر است. این ارتفاعات، دشت سبزوار را از دشت جوین جدا می‌کند. این منطقه از شمال به شهرستان اسفراین، از جنوب به دشت سبزوار، از شرق به شهرستان خوشاب و از مغرب به بخش میامی شاهرود محدود می‌شود.

از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه جزء ناهمواری‌های ایران مرکزی بوده که در محدوده‌ی مثلثی شکل داخل فلات ایران پراکنده است که با توجه به گستردگی این واحد ژئومرفوژیکی بر اساس اختلافات ساختاری به واحدهای کوچک‌تر تقسیم شده است. یکی از این واحدها، رشته‌ی شمال شرقی جزء رشته‌های پراکنده‌ی حوضه‌ی دشت کویر است که به رشته کوه جغتای معروف است. این رشته عامل جدایی چاله سبزوار از چاله جاجرم است (علایی طالقانی، ۲۵۹:۱۳۸۲). از ویژگی‌های این واحد ساختمانی، وجود شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌های وابسته به این گسل‌ها بوده که از طریق انفصال تکتونیکی در سنگ‌ها مشخص می‌شوند.



شکل ۵- نقشه موقعیت نسبی و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه (مأخذ: نگارندگان)

بحث اصلی

در این پژوهش، با بررسی و ارزیابی اثرات تکتونیک بر شبکه‌ی آب‌ها و مخروط‌افکنه‌ها به وسیله تعدادی از شاخص‌های مورفومتریک، به تشخیص پدیده‌ی تکتونیک فعال پرداخته شده است. گسل

کمایستان با توجه به وجود دو سد کمایستان و یام در محدوده‌ی گسل و حجم بالای ذخیره آب در پشت آن‌ها و وجود شهر نقاب و روستاهای متعدد در پایین دست آن‌ها، اهمیت ویژه‌ای دارد. بر این اساس هر کدام از شاخص‌ها محاسبه و نتایج آن ارائه شده است. مقادیر محاسبه شده‌ی vf (جدول۱) بر اساس این شاخص، دره‌های جغتای، شهرستانک، کمایستان و طافن را به لحاظ فعالیت تکتونیکی در وضعیت نیمه فعال نشان می‌دهد. دره‌ی یام با مقدار ۳/۲ با توجه به این شاخص، غیر فعال و دره‌های شهواج و اندقان با مقدار ۰/۶۴ و ۰/۶۰ به‌ترتیب در وضعیت فعال قرار می‌گیرند.

با دقت در شکل (۴) می‌توان به این موضوع پی برد که هر چه قدمت دره بیش‌تر باشد، میزان تحدب شیب‌های طرفین دره کم‌تر و دهانه‌ی دره بازتر می‌شود و به عبارت دیگر در دره‌های جوان‌تر تحدب شیب‌های طرفین دره بیش‌تر و دهانه‌ی دره بسته‌تر خواهد بود. در این پژوهش میزان Vf و نسبت V هفت مقطع از دره‌ی اصلی محاسبه شد که نتایج آن‌ها در جدول (۱) آورده شده است.

جدول ۱- نتایج میزان VF و نسبت V در هفت حوضه‌ی آبریز در منطقه‌ی مورد مطالعه

شماره	نام محل	میزان (F)	وضعیت تکتونیکی	نسبت (V)	وضعیت تکتونیکی
۱	دره جغتای	۱/۰۵	نیمه فعال	٪ ۷۵	فعال
۲	دره شهرستانک	۱/۳۷	نیمه فعال	۱/۴۱	نیمه فعال
۳	دره کمایستان	۱/۱	نیمه فعال	۱/۱۹	نیمه فعال
۴	دره یام	۳/۲	غیر فعال	۱/۰۰۸	نیمه فعال
۵	دره شهواج	٪ ۶۴	فعال	٪ ۷۹۶	فعال
۶	دره اندقان	٪ ۶۰	فعال	٪ ۷۴۹	فعال
۷	دره کافن	۱/۱۴	نیمه فعال	٪ ۸۱	فعال

برای محاسبه شاخص SL ابتدا با استفاده از نقشه‌ی توپوگرافی ۵۰۰۰۰ :۱ منطقه، نیمرخ طولی رودخانه‌ها ترسیم شد. شکل (۶)، نیمرخ مربوط به هر یک از رودخانه‌ها را نشان می‌دهد که بر اساس آن، میزان SL در طول هر یک از رودخانه‌ها محاسبه شده و به شرح جدول (۲) ارائه گردیده است. شاخص SL به تغییرات شیب بسیار حساس است. این حساسیت برآورد میزان روابط موجود میان فعالیت‌های تکتونیکی، مقاومت سنگ و توپوگرافی را میسر می‌سازد (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۱۸). این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه در سنگ‌های سخت قرار دارد، افزایش می‌یابد. میزان Sl در مناطق فعال تکتونیکی زیاد است (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، به نقل از مقصودی و همکاران،۱۳۹۰). همچنین شاخص SL به سنگ‌شناسی بسیار حساس است. مقدار زیاد SL در سنگ‌های با مقاومت کم و یا در سنگ‌هایی که از لحاظ مقاومت یکسان هستند، می‌تواند بیانگر حرکات تکنونیکی فعال و جوان

باشد. مقادیر عددی زیاد شاخص گرادیان (SL> ۳۰۰۰) بیانگر فرایش فعال و شدید بوده، مقادیر عددی کوچک‌تر از ۱۰۰۰ بیانگر عدم فعالیت تکتونیکی در منطقه است (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۵۸).

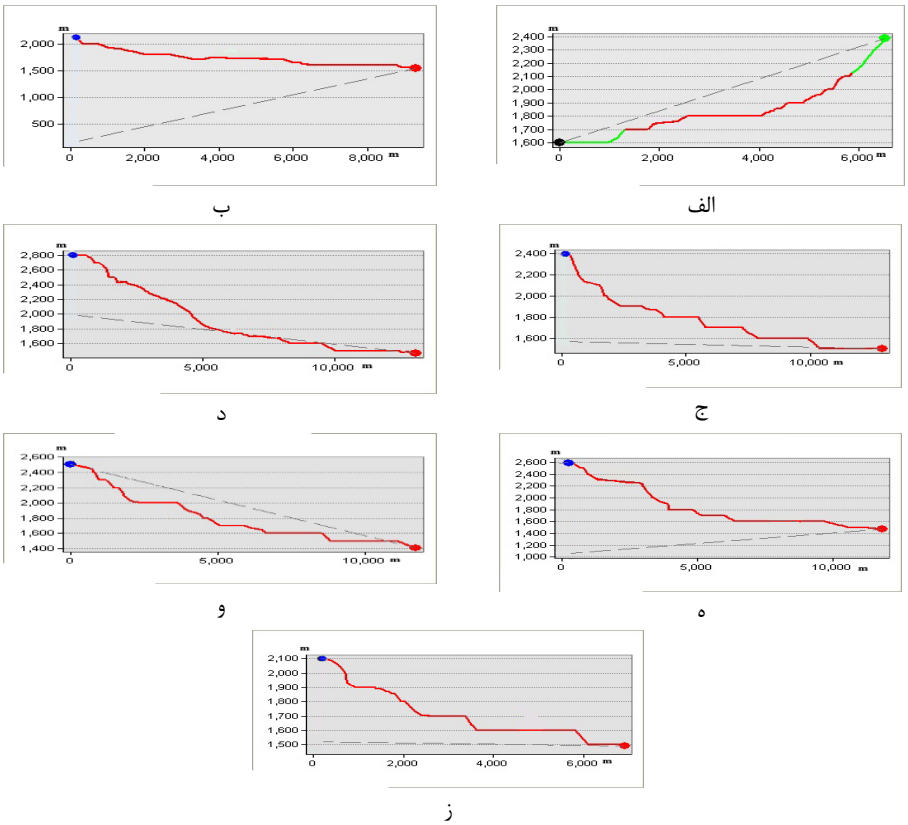
جدول ۲- مشخصات محدوده‌های تعیین شده و میزان Sl و وضعیت رودخانه‌ی منطقه

نام رودخانه	نام محل	ΔH به متر	ΔL به متر	L به متر	میزان SL	وضعیت
رودخانه جغتای	نقطه‌ی اول	۵۰۰	۲۰۰۰	۵۵۰۰	۴۱۲/۵	نیمه فعال
	نقطه‌ی دوم	۱۰۰	۲۵۰۰	۳۵۰۰	۱۴۰	غیر فعال
	نقطه‌ی سوم	۲۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۲۰۰	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۴۱۲	۵۰۰	۵۵۰	۴۲۰/۲۴	نیمه فعال
رودخانه شهرستانک	نقطه‌ی اول	۲۰۰	۲۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰	غیر فعال
	نقطه‌ی دوم	۳۰۵	۲۰۰۰	۳۰۰۰	۴۵۷/۵	نیمه فعال
	نقطه‌ی سوم	۱۰	۱۸۰۰	۵۰۰۰	۲۷/۷۷	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۲۰۰	۲۶۰۰	۷۵۰۰	۵۷۶/۹۲	نیمه فعال
رودخانه کمایستان	نقطه‌ی اول	۳۰۰	۸۰۰	۷۰۰	۲۶۲/۵	غیر فعال
	نقطه‌ی دوم	۲۵۰	۲۰۰۰	۲۵۰۰	۳۱۲/۵	غیر فعال
	نقطه‌ی سوم	۱۰۰	۱۷۰۰	۴۸۰۰	۲۸۲/۳۵۲	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۱۲۰	۴۰۰۰	۷۷۰۰	۲۳۱	غیر فعال
رودخانه یام	نقطه‌ی اول	۴۰۰	۲۰۰۰	۱۲۰۰	۲۴۰	غیر فعال
	نقطه‌ی دوم	۴۱۰	۱۳۵۰	۴۵۰۰	۱۳۶۶/۶۶	فعال
	نقطه‌ی سوم	۱۱۰	۴۰۰۰	۶۲۰۰	۱۷۰/۵	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۱۰۹	۲۳۵۰	۱۱۲۰۰	۵۱۹/۴۸۹	نیمه فعال
رودخانه شهواج	نقطه‌ی اول	۳۲۵	۸۰۰	۲۰۰۰	۸۱۲/۵	نیمه فعال
	نقطه‌ی دوم	۳۲۰	۱۳۰۰	۳۵۰۰	۸۶۱/۲۳۸	نیمه فعال
	نقطه‌ی سوم	۱۰۰	۳۸۰۰	۶۹۰۰	۱۸۱/۵۷۸	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۹۵	۴۰۰۰	۹۸۰۰	۲۳۲/۷۵	غیر فعال
رودخانه اندقان	نقطه‌ی اول	۵۵۰	۲۱۰۰	۱۸۰۰	۴۷۱/۴۲۸	نیمه فعال
	نقطه‌ی دوم	۲۱۰	۲۳۰۰	۳۸۵۰	۳۵۱/۵۲۱	غیر فعال
	نقطه‌ی سوم	۲۰۰	۳۵۰۰	۷۲۰۰	۴۱۱/۴۲۸	نیمه فعال
	نقطه‌ی چهارم	۲۲۵	۵۳۰۰	۹۸۰۰	۴۱۶/۰۳۷	نیمه فعال
رودخانه طافن	نقطه‌ی اول	۱۸۰	۱۷۰۰	۱۰۰۰	۱۰۵/۸۸۲	غیر فعال
	نقطه‌ی دوم	۴۰۰	۲۰۰۰	۳۱۵۰	۶۳۰	نیمه فعال
	نقطه‌ی سوم	۵۰	۱۸۰۰	۴۷۰۰	۱۳۰/۵۵	غیر فعال
	نقطه‌ی چهارم	۷۰	۱۹۰۰	۶۵۰۰	۲۳۹/۴۷۳	غیر فعال

مقادیر عددی کوچک این شاخص (SL < ۱۰۰) در منطقه را می‌توان به دو صورت تفسیر کرد:

۱-وجود سنگ‌های رسوبی نرم و فراوان

۲-خرد شدگی زیاد سنگ‌های منطقه بر اثر حرکات افقی گسل‌های امتداد لغز که باعث ایجاد منطقه‌ای با مقاومت مکانیکی کم‌تر و در نتیجه حساس‌تر نسبت به فرآیند فرسایش صورت می‌گیرد.



شکل ۶- نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های

الف: جغتای، ب: شهرستانک، ج:کمایستان، د: یام، ه: شهواج، و: اندقان، ز: طافن.

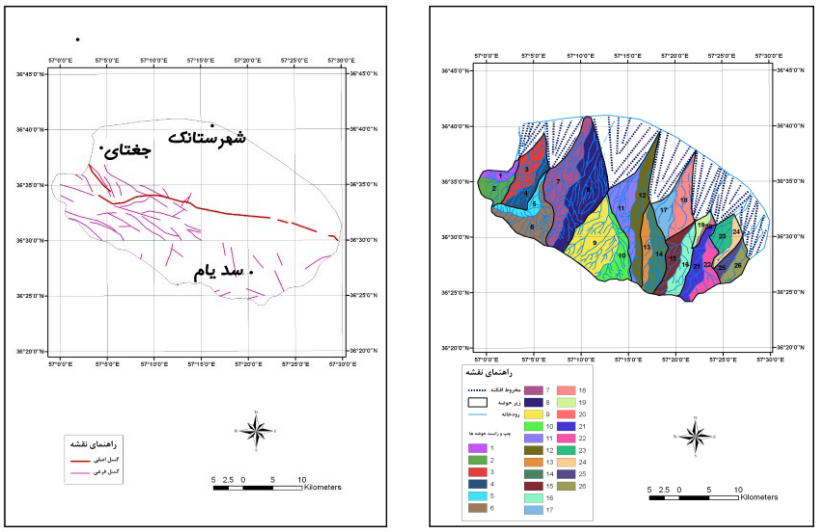
در منطقه مورد مطالعه، بی‌نظمی مقادیر کم شاخص SL ممکن است بیانگر فعالیت تکتونیکی باشد. به‌عنوان مثال، در امتداد دره‌هایی که گسل‌ها ایجاد کرده‌اند، تصور می‌شود که شاخص‌ها مقدار کمی دارند، زیرا سنگ‌های دره‌ها اغلب در اثر حرکات گسل، خرد و متلاشی شده‌اند و جریان رودها از میان این سنگ‌های خرد و متلاشی شده‌ی دره‌ها، باید شیب کم‌تری داشته باشند. چون گسل کمایستان در سنگ‌های سست روی داده است، تغییر فراوانی در میزان SL روی نداده است.

شاخص عدم تقارن برای رودخانه‌های منطقه محاسبه شد. بر اساس این شاخص، رودخانه‌های در حال تعادل که تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، Af برابر با پنجاه بوده که بیانگر وجود تقارن میان زهکش‌های فرعی و آبراهه‌ی اصلی است. در نتیجه نبودن کج شدگی بر اثر بالاآمدگی خواهد بود. مقادیر بیش از پنجاه، نشان‌دهنده‌ی بالاآمدگی در ساحل راست و کم‌تر از پنجاه، بیانگر بالاآمدگی در ساحل چپ آبراهه‌ی اصلی است (مقصودی و همکاران،۱۳۹۰: ۱۲۶).

در منطقه مورد مطالعه، هفت حوضه مورد بررسی قرار گرفته است و مساحت حوضه‌های در برگیرنده‌ی آبراهه‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه‌ی اصلی و مساحت حوضه در برگیرنده آبراهه‌های فرعی در ساحل سمت چپ آن است. نتیجه‌ی حاصل در جدول (۳) آورده شده است.

جدول ۳- جدول نتایج شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه‌های مورد مطالعه

پارامترها	Ar	At	Af
حوضه رودخانه جغتای	۱۷/۰۰۳	۲۵/۳۷۵	۶۷
حوضه رودخانه شهرستانک	۳۴/۰۷۷	۴۸/۰۸۸	۷۰/۸۶
حوضه رودخانه کمایستان	۲۷/۵۲۴	۸۹/۸۷۴	۳۰/۶۲
حوضه رودخانه یام	۲۸/۸۴۲	۴۴/۳۵۶	۶۵/۰۲۳
حوضه رودخانه شهواج	۲۲/۱۷۹	۴۳/۴۴۶	۵۱/۰۴۹
حوضه رودخانه اندقان	۱۹/۶۶۰	۴۱/۶۰۵	۴۷/۲۵۳
حوضه رودخانه طافن	۱۳/۵۶۸	۲۱/۹۲۲	۶۱/۸۹۲



شکل ۷- الف: نقشه‌ی هیدروگرافی، کرانه‌های چپ و راست رودخانه‌های اصلی و زیر حوضه‌های منطقه؛
ب: نقشه‌ی تکتونیک منطقه مورد مطالعه (مأخذ: نگارندگان)

در منطقه مورد مطالعه با توجه به نتایج به دست آمده در حوضه‌ی جغتای، شهرستانک، یام، شهواج و طافن که مقادیر عددی بیش از پنجاه بوده، می‌توان گفت که به فرض یکسان بودن عواملی مانند لیتولوژی، پوشش گیاهی و...، عملکرد فرایش در ساحل سمت راست بیش‌تر از چپ بوده و در حوضه‌های کمایستان و اندقان عملکرد فرایش در ساحل سمت چپ بیش‌تر از ساحل سمت راست است.

معیار دیگری که می‌توان از آن در ارزیابی نامتقارن بودن حوضه که خود می‌تواند دلیلی بر فعالیت‌های تکتونیکی باشد، استفاده از شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T است. برای برآورد این شاخص ابتدا خط میانی حوضه (خط تقارن) ترسیم شده و سپس با توجه به وضعیت قرارگیری خطوط مئاندری و میانی حوضه نسبت به یکدیگر و این‌که خطوط مئاندری و میانی حوضه در میان حوضه تقریباً بر هم منطبق هستند، دو محل از شمال و دو محل از جنوب حوضه برای محاسبه T انتخاب شده که مشخصات آن‌ها در جدول (۴) آمده است و موقعیت آن‌ها نیز در شکل (۸) ارائه شده است.

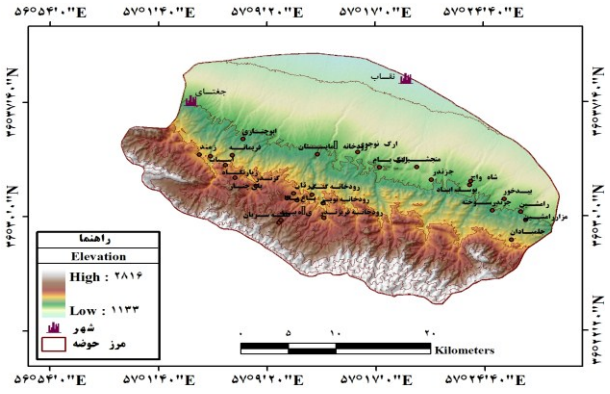
جدول ۴- محاسبه شاخص T و میانگین پارامترها در رودخانه‌های منطقه

نام حوضه	محل	میزان Da (به متر)	میزان Dd (به متر)	میزان T
رودخانه‌ی جغتای	محدوده‌ی شهر جغتای	۷۰۰	۱۵۰۰	۰/۴۶۶
	محدوده‌ی روستای گفت	۷۰۰	۱۵۰۰	۰/۴۶۶
	محدوده‌ی امامزاده گفت	۱۰۰۰	۲۵۰۰	۰/۴
	محدوده‌ی معدن	۲۲۰۰	۲۲۵۰	۰/۹۷۷
رودخانه‌ی شهرستانک	محدوده‌ی روستای شهرستانک	۷۵۰	۳۰۰۰	۰/۲۵
	محدوده‌ی روستای زمند	۲۰۰۰	۵۰۰۰	۰/۴
	محدوده‌ی کلاته زمند	۱۵۰۰	۳۲۵۰	۰/۴۶
	محدوده‌ی روستای فریمانه	۵۰۰	۱۷۵۰	۰/۲۸۵
رودخانه‌ی کمایستان	محدوده‌ی سد	۸۵۰	۱۲۵۰	۰/۶۸
	محدوده‌ی سیاه ترکه	۱۲۵۰	۲۰۰۰	۰/۶۲۵
	محدوده‌ی سر آسیاب	۲۲۵۰	۳۵۰۰	۰/۶۲۴
	محدوده‌ی روستای زرقان	۲۵۰۰	۴۷۵۰	۰/۵۲۴
رودخانه‌ی یام	محدوده‌ی سد یام	۵۰۰	۱۵۰۰	۰/۳۳
	محدوده‌ی بند منجشرین	۷۵۰	۲۰۰۰	۰/۳۷
	محدوده‌ی باغ‌های زرقان	۱۲۵۰	۲۱۵۰	۰/۵۸
	محدوده‌ی زرگ ستان	۶۰۰	۱۷۵۰	۰/۳۴
رودخانه‌ی شهواج	محدوده‌ی روستای جزندر	۲۵۰	۲۲۵۰	۰/۱۱۱
	محدوده‌ی باغ‌های روستای جزندر	۲۵۰	۲۳۵۰	۰/۱۰۶
	محدوده‌ی کلاته انتظام	۵۰۰	۱۷۵۰	۰/۲۸۵۰
	محدوده‌ی پلنگ دره	۱۰۰۰	۱۵۰۰	۰/۶۶۶

ادامه جدول ۴-

رودخانه‌ی اندقان	محدوده‌ی ارتفاع ۱۳۰۰	۲۵۰	۱۰۰۰	۰/۲۵
	محدوده‌ی ارتفاع ۱۶۰۰	۲۵۰	۲۲۵۰	۰/۱۱۱
	محدوده‌ی ارتفاع ۲۰۰۰	۵۰۰	۲۵۰۰	۰/۲
	محدوده‌ی ارتفاع ۲۲۰۰	۳۵۰	۲۵۰۰	۰/۱۴
رودخانه‌ی طافن	محدوده‌ی ارتفاع ۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۷۵۰	۰/۸۵۷
	محدوده‌ی ارتفاع ۱۵۵۰	۵۰۰	۱۷۵۰	۰/۲۸۵
	محدوده‌ی ارتفاع ۱۶۰۰	۵۰۰	۲۰۰۰	۰/۲۵
	محدوده‌ی ارتفاع ۱۶۵۰	۱۲۵۰	۱۷۵۰	۰/۷۱۴
میانگین پارامترها در حوضه‌ها	جغتای	۴۴۰۰	۷۷۵۰	۰/۵۹
	شهرستانک	۴۷۵۰	۱۳۰۰۰	۰/۳۶
	کمایستان	۶۸۵۰	۱۱۵۰۰	۰/۵۹
	یام	۳۰۰۰	۷۴۰۰	۰/۴۰
	شهواج	۲۰۰۰	۷۸۵۰	۰/۲۷
	اندوقان	۱۳۵۰	۸۲۵۰	۰/۱۶
	کافن	۳۷۵۰	۶۷۵۰	۰/۴۸

شاخص Smf از شاخص‌های دیگری است که برای ارزیابی تکتونیک فعال از آن استفاده می‌شود و مقدار آن برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی بین ۱ تا ۱/۶، مناطق با فعالیت متوسط بین ۱/۴ تا ۳ و برای جبهه‌ی کوهستان غیر فعال تکتونیکی از حدود ۱/۸ تا بیش‌تر از ۵ است (مددی و همکاران، ۱۳۸۴: ۱۳۵). بنابراین با توجه به فعالیت تکتونیکی در منطقه، این شاخص ۱/۸ به دست آمد که بر اساس طبقه‌بندی یاد شده، در گروه مناطق نیمه فعال تکتونیکی قرار می‌گیرد.



شکل ۸- موقعیت برخی از عوارض که در تعیین شاخص T مطالعه شده‌اند.

شاخص انتگرال فرازنما

از روش‌های ساده در تعیین شکل منحنی فرازنما برای یک حوضه‌ی آبریز فرضی، محاسبه انتگرال فرازنما برای آن است. انتگرال منحنی فرازنما برای حوضه‌ها محاسبه و میزان آن‌ها در جدول (۵) آورده شده است. بر این اساس، تمامی رودخانه‌ها از نظر توپوگرافی در وضعیت تکامل یافته و بالغ قرار می‌گیرند.

جدول ۵ - میزان محاسبه انتگرال فرازنما برای حوضه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

شماره	نام حوضه	میزان محاسبه‌ی انتگرال فرازنما	وضعیت توپوگرافی
۱	حوضه‌ی رودخانه‌ی جغتای	۰/ ۴۱۲	بالغ
۲	حوضه‌ی رودخانه‌ی شهرستانک	۰/ ۵۴۸	بالغ
۳	حوضه‌ی رودخانه‌ی کمایستان	۰/ ۴۵۳	بالغ
۴	حوضه‌ی رودخانه‌ی یام	۰/ ۴۱۱	بالغ
۵	حوضه‌ی رودخانه‌ی شهواج	۰/ ۴۶۰	بالغ
۶	حوضه‌ی رودخانه‌ی اندقان	۰/ ۴۸۲	بالغ
۷	حوضه‌ی رودخانه‌ی اندقان	۰/ ۴۸۰	بالغ

بر اساس شاخص وسعت مخروط‌افکنه، ارتباطی میان وسعت حوضه‌ی زهکشی (Ad) و وسعت مخروط‌افکنه (Af) بر قرار شده است که از دو معادله‌ی زیر پیروی می‌کند (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۶۱).

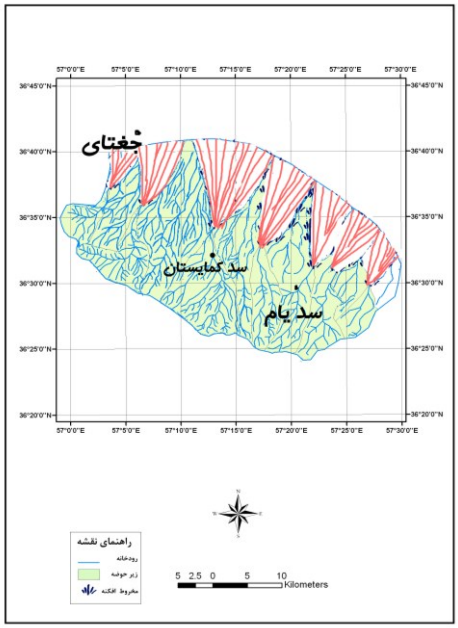
معادله الف: $Af = 3.34 \times Ad^{0.55}$

معادله ب: $Af = .59 \times Ad^{0.8}$

معادله (الف) مشخص‌کننده مخروط‌افکنه‌هایی است که در جبهه کوهستان فعال و در نتیجه نرخ فرایش زیاد به وجود آمده‌اند. معادله (ب) بیانگر مخروط‌افکنه‌هایی است که در مناطق با آرامش تکتونیکی نسبتاً بیش‌تر تشکیل شده‌اند که هر دو معادله برای منطقه‌ی مورد مطالعه محاسبه شده است. بر اساس داده‌های جدول (۶) مشخص می‌شود که نرخ فرایش در همه حوضه‌ها بالا بوده، در نتیجه مخروط‌افکنه‌ها توانسته‌اند در شرایط تقریباً آرام تکتونیکی ایجاد شده و توسعه یابند.

جدول۶- محاسبه شاخص وسعت مخروط افکنه‌ها در منطقه مورد مطالعه

شماره	نام مخروط‌افکنه	وسعت حوضه‌ی آبریز Km^2	وسعت مخروط افکنه Km^2	معادله‌ی شماره‌ی (الف) $Af = 3.34 \times Ad^{0.55}$	معادله‌ی شماره‌ی (ب) $Af = .59 \times Ad^{0.8}$
۱	جغتای	۲۵/۳۷۵	۱۵/۷۵۵	۱۹/۷۷	۷/۸۴
۲	شهرستانک	۴۸/۰۸۸	۳۴/۴۱۰	۲۵/۱۱	۱۳/۰۷۵
۳	کمایستان	۸۹/۸۷۴	۷۹/۳۸۲	۳۹/۶۵۰	۲۱/۵۶۵
۴	یام	۴۴/۳۵۶	۵۰/۹۵۴	۲۶/۶۸۸	۱۲/۲۵۷
۵	شهواج	۴۳/۴۴۶	۳۹/۲۳۰	۲۶/۵۸۳	۱۲/۰۵۶
۶	اندقان	۴۱/۶۰۵	۳۱/۳۲۲	۲۵/۹۵۸	۱۱/۶۴۵
۷	کافن	۱۹/۵۳۵	۲۱/۹۲۲	۱۸/۲۴۸	۶/۹۷۵



شکل ۹- هیدروگرافی زیر حوضه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها در منطقه‌ی مورد مطالعه (مأخذ: نگارندگان)

نتیجه‌گیری

هر یک از شاخص‌های یادشده، یک طبقه‌بندی نسبی از فعالیت‌های تکتونیکی ارائه می‌دهند که برای مطالعات شناسایی و بررسی مقدماتی مفید هستند. وقتی چندین شاخص در یک ناحیه برای طبقه‌بندی و تجزیه و تحلیل فعالیت تکتونیک به‌کار برده می‌شود، نتایج با معناتر و مستدل‌تری در بر

خواهند داشت. بر اساس محاسبات انجام شده مشخص شد که شاخص انتگرال فراز نمای هیپسومتریک حوضه‌های زهکشی، بیانگر غیر فعال بودن منطقه است که می‌توان گفت منطقه مورد مطالعه در حالت بالغ مایل به پیر قرار دارد. مطالعه‌ی شاخص SL، منطقه را در وضعیت غیر فعال قرار داده و از لحاظ شاخص VF و نسبت T، دره‌ها به شکل U هستند که نشان‌دهنده دوره پایداری و غلبه‌ی فرسایش است. از لحاظ شاخص تقارن توپوگرافی عرض T، شمال و جنوب حوضه از وسط آن فعال‌تر، ولی در کل شدت زیادی ندارد. از نظر شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه‌ی آبریز، سمت چپ رودخانه نسبت به سمت راست فعالیت بیش‌تری دارد. عدد به دست آمده از سینوسی جبهه‌ی کوهستان (SmF)، برابر ۱/۸ است که جزء مناطق با فعالیت متوسط تکتونیکی قرار می‌گیرد. در کل با توجه به نتایج کلی همه شاخص‌ها، منطقه‌ی مورد مطالعه از لحاظ نئوتکتونیک در وضعیت نیمه فعال متمایل به غیر فعال قرار دارد. پیشنهاد می‌شود هر گونه برنامه‌ریزی سکونت‌گاهی، صنعتی و... در منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس نتایج حاصل از تحقیق (نیمه فعال بودن منطقه به لحاظ تکتونیکی) برای دوری از هرگونه مخاطرات محیطی انجام گیرد.

منابع

۱-بهرامی، شهرام، محمد معتمدی‌راد و الهه اکبری. ۱۳۹۲. بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه‌ی زهکشی (چهار حوضه زهکشی در شمال شرق ایران)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره دوازدهم، صفحات ۸۵-۱۰۲.

۲-پورکرمانی، محسن و شهبازرادفر. ۱۳۸۴. ریخت زمین ساخت گسل کوهبنان، مجله‌ی علوم زمین، سال پانزدهم، شماره‌ی ۵۸، صفحات ۱۶۶-۱۸۳.

۳-حبیب الهیان، محمود و محمدحسین رامشت. ۱۳۹۰. کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده رود، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۶، صفحات ۹۹-۱۱۲.

۴-خیام، مقصود و داود مختاری کشکی. ۱۳۸۱. ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی بر اساس ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروط‌افکنه‌های دامنه‌ی شمالی میشوداغ)، پژوهش‌های جغرافیایی شماره ۴۴، صفحات ۱-۱۰.

۵-رامشت، محمد حسین؛ عبدالله سیف؛ سمیه سادات شاه زیدی و مژگان انتظاری. ۱۳۸۸. تأثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط‌افکنه درختگان در منطقه‌ی شهداد کرمان، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۶، صفحات ۲۹-۴۶.

۶-رضایی مقدم، محمد حسین. ۱۳۷۴. پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشته‌ی دامنه‌ی جنوبی میشوداغ، پایان‌نامه دکتری، استاد راهنما: مقصود خیام، دانشگاه تبریز، گروه جغرافیا.

۷-رضایی مقدم، محمد حسین؛ غلامرضا مقامی مقیم و معصومه رجبی. ۱۳۸۴. عوامل مؤثر درشکل‌گیری و گسترش مخروط‌افکنه‌ی رودخانه‌ی روئین در دامنه جنوبی آلاداغ در شمال شرق ایران، فصل‌نامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۹، صفحات ۶۴-۸۰.
۸-سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ جغتای، نقاب، حکم‌آباد، دلبر، مهر، ریواده.
۹-سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰، شیت جغتای.
۱۰-سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰، شیت‌های سبزوار، جاجرم.
۱۱-سازمان نقشه‌برداری کشور، نقشه قابلیت ارزیابی منابع و قابلیت اراضی منطقه‌ی میامی و سبزوار.
۱۲-سلیمانی، شهریار. ۱۳۷۸. بررسی مورفوتکتونیک و حرکات تکتونیکی جوان در منطقه تهران– کرج. مجموعه مقالات سومین کنفرانس زلزله‌شناسی و مهندس زلزله، جلد سوم، تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندس زلزله.
۱۳-سیف، عبداله و قاسم خسروی. ۱۳۸۹. بررسی تکنونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه‌ی فارسان، مجله‌ی پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۷۴، صص ۱۲۵- ۱۴۶.
۱۴-عباس‌نژاد، احمد. ۱۳۷۵. پژوهش‌های ژئومورفولوژی دشت رفسنجان، پایان‌نامه‌ی دکتری، استاد راهنما : مقصود خیام دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، گروه جغرافیا.
۱۵-علائی طالقانی، محمود. ۱۳۸۲. ژئومورفولوژی ایران. تهران، نشر قومس.
۱۶-گورابی، ابوالقاسم و احمد نوحه‌گر. ۱۳۸۶. شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال با حوضه‌ی آبخیز درکه، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۶، صفحات ۱۷۷- ۱۷۹.
۱۷-ملک، علیرضا. ۱۳۷۷. کاربرد شاخص‌های مورفومتریک در مطالعات نئوتکتونیکی بخش‌های جنوبی البرز مرکزی، پایان‌نامه‌ی دوره‌ی کارشناسی ارشد، استاد راهنما: احمد زمانی، دانشگاه شیراز، دانشکده علوم پایه (زمین‌شناسی).
۱۸-مختاری، داود. ۱۳۸۶. تحلیل‌های زمین ساخت-رسوبی چاله‌ی تکتونیکی و در حال گسترش مرند، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، صفحات ۱۲۹- ۱۴۶.
۱۹-مختاری کشکی، داود؛ فریبا کرمی و مریم بیاتی. ۱۳۸۶. اشکال مختلف مخروط‌افکنه‌ای در اطراف توده‌ی کوهستانی میشوداغ (شمال غرب ایران) با تأکید بر نقش فعالیت‌های تکتونیکی کواترنر در ایجاد آن‌ها، فصل‌نامه‌ی مدرس علوم انسانی، صفحات ۲۵۷-۲۹۲.
۲۰-مقصودی، مهران. ۱۳۷۸. بررسی عوامل مؤثر در تحول ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه‌ی موردی: مخروط‌افکنه جاجرود)، پژوهش جغرافیایی، شماره‌ی ۶۵، صفحات ۷۳-۹۲.
۲۱-مقصودی، مهران و سجاد باقری. ۱۳۸۸. بررسی نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تحول مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروط‌افکنه‌های تاقدیس قلاجه)، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۲، صفحات ۹۹-۱۲۲.

۲۲-مقصودی، مهران؛ مریم جعفری اقدم؛ سجاد باقری سید شکری و مسعود مینایی. ۱۳۹۰. بررسی تأثیر تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز کفر آور با استفاده از شاخص‌های ژئومرفیک و شواهد ژئومرفولوژیکی، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، زمستان ۱۳۹۰.

۲۳-مددی، عقیل؛ محمد حسین رضایی مقدم و عبدالحمید رجایی. ۱۳۸۳. تحلیل فعالیت‌های نئو تکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومرفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش (باغر و داغ)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۸، صفحات ۱۲۳- ۱۳۸.

۲۴-همتی، فریبا. ۱۳۸۹. بررسی نقش تکتونیک در پیدایش اشکال ژئومورفولوژی در طاقدیس پی کلا در زاگرس چین خورده. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیا، استاد راهنما: شهرام بهرامی دانشگاه تربیت معلم سبزوار، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی.

25. Beaumont, 1972. Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol. pp 12.
26. Bull, W.B., and MCFaden, L.D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California; annual Geommmorphology symposium; state university of New York.
27. Bull, W.B. 2007. Tectonic Gomorphology of Mountains: A New Approach to Paleose is moloyx, Blackwell Malden, UsA, pp 316.
28. Chen, Y.C. et al. 2003. Along- Strike variation of morphotectonic features in the western Foothills of Taivan: tectonic implieation based on Stream- gradient and hypsometric analysis.Geomorphology, Vol 56.
29. Hamblin, W.K. 1976. Patterns of displacement along the wasatoh fault, Geology, 4:619-622.
30. Harrey, Advean M.eters. 1999. The impact of quaternary sea- level and climatic change on coastal all eial fansen the cabo de Gate range, southeast sqain. Geomarphology 28: 1-22.
31. Hack, J.T. 1973. Stream profile analysis and stream-gradient index, J. Res. U.S. Geol. Surv., 1(4): 421– 429.
32. Keller, E.A., and Pinter, N. 1996. Active Tectonic, Prentice Hill, upper saddle River, Nj, p 338
33. Keller, E.A. 1977. Flvrial systems: selected observations. In Riparian Forests in california. Their Ecology and conservation Annesads (ed), university oFcalifonnia Davis, Institute of Ecology, publication. 15(5): 39-46.
34. Malik, J. Mahanty. 2006. Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatares from fronal and hinterl and areas along the Northwestern Himalaya, Indi. Journal fasin.
35. Mayer, L. 1986. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: Wallace, R.E. (Ed.), Active Tectonics Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington D.C., pp. 125–135
36. Molin, P. Pazzaglia, F.J., and Dramis, F. 2003. Geomophic Expressin oF Actonics in Rapidly Deforming Arc, Sila Massif, Calabria, Soathern Italy. Dipartime Di Scienze Geologiche, Universita Degli Roma Tre.

37.Ritter, John B, Etc., 2000. Environmental controls on the rolupion of all urial eans Buena Vesta vally, North cendralNerada, during late Queternary time. Geomorphology 36: 63-87.
38.Ramiez–Heerea, M.T. 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graban, Mexican Volcanin belt. Earth surface process and land froms. Vol. 23.
39.Talling. P.J., Stewart, M.D., stark, C.P., and Vin cent, S.J. 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks, basin res, 9:275-302.
40.Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B. and Wesling, J.R. 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica Geomorphology, 1: 239–265.