

تأثیر تکتونیک بر لندفرم‌های کواترنری دره طالقان

فائزه آفریده* - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
اکرم اسدی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۱۱/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۵/۰۵

چکیده

ژئومورفولوژی تکتونیک، نقش فرایندهای تکتونیکی (درونی) را در ایجاد و تحول لندفرم‌ها مورد بررسی قرار می‌دهد. بنابراین در ژئومورفولوژی تکتونیک، شکل‌ها، ریخت‌ها و فرم‌های مختلف سطح زمین که تحت تأثیر عوامل تکتونیکی شکل گرفته‌اند، مطالعه می‌شوند. این پژوهش با بررسی تکتونیک دره طالقان، به تأثیر آن روی لندفرم‌های کواترنری منطقه مورد مطالعه پرداخته است. در این راستا با محاسبه هفت شاخص مورفولوژیکی شامل، شاخص سینوسیته کانال رود، شاخص گرادیان رودخانه، شاخص عدم تقارن آبراهه، شاخص نسبت پهنا به عمق یا ارتفاع دره، شاخص شکل حوضه، شاخص وسعت مخروط افکنه و شاخص شیب مخروط افکنه، میزان فعالیت تکتونیکی منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت و نتایج حاصل از این شاخص‌ها با استفاده از داده‌های ژئودینامیک تکمیل شدند. با بازدید از منطقه، لندفرم‌های موجود بررسی و شواهد تأثیر تکتونیک روی آنها شناسایی شدند. وجود دگرشیبی‌ها، توالی پادگانه‌ها در کناره‌های رودخانه طالقان، تنگ‌شدگی دره و وجود بی‌نظمی و بالآمدگی در ناهمواری‌های اطراف دره، همه از نشانه‌های تأثیر تکتونیک بر سازندهای کواترنری موجود در دره هستند. در امتداد این پژوهش، همراه با بررسی منابع متعدد، بازدیدهایی از منطقه مورد نظر به عمل آمد و از نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و نرم‌افزارهای گوگل ارث، آرک جی.آی.اس، فتوشاپ و فری‌هند، برای شناسایی لندفرم‌های کواترنری و تجزیه و تحلیل داده‌ها استفاده شد. نتایج حاصل از این پژوهش حاکی از آن است که تفاوت‌های ساختمانی موجود در دره طالقان، از جمله تفاوت در نیمرخ عرضی دره، به سبب فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از عملکرد گسل‌ها، به خصوص گسل طالقان است و از سویی دیگر نیمه جنوبی دره، به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی دچار بالآمدگی شده و در نتیجه موجب افزایش شیب نسبت به نیمه شمالی آن شده است که این امر در ژئومورفولوژی دره، به خصوص در قسمت پایین دست آن به خوبی نمایان است.

کلیدواژه‌ها: تکتونیک، دره طالقان، شاخص‌های مورفولوژیکی، لندفرم‌های کواترنری.

مقدمه

مورفومتری و مورفولوژی یا سنجش و توصیف کمی شکل‌های تشکیل‌دهنده زمین، با اندازه‌ها، ارتفاع (حداقل و حداکثر) و شیب آنها مشخص می‌شود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲: ۱۲۱). تکتونیک فعال یا تکتونیک ژئومورفولوژی فعال، به مطالعه فرایندهای پویا و دینامیک مؤثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود در آن می‌پردازد (گورابی، ۱۳۸۴). اندازه‌گیری‌های عددی به ژئومورفولوژیست‌ها اجازه می‌دهد تا به‌طور عینی و ملموس، شکل‌های مختلف را مقایسه و ارزیابی کرده با محاسبه الگوهای شاخص‌های کم‌اهمیت‌تر (شاخص‌های ژئومورفیک)، به تشخیص توصیفی خاصی از ناحیه اقدام کنند (فریفته، ۱۳۷۷: ۱-۲). در واقع تبدیل توصیف‌های کیفی به اندازه‌گیری‌های کمی، مقایسه معقول‌نظرمها را ضمن مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی، آسان‌تر می‌کند. به‌علاوه، اثر سلايق و اظهارنظرهای شخصی را در نتیجه‌نهایی به حداقل رسانده، حصول دقت بیشتر را سبب می‌شود (عبادیان، ۱۳۷۹). شاخص‌های ژئومورفیک، ابزارهای سودمندی برای تحلیل اشکال زمینی و ارزیابی فعالیت‌های تکتونیک در نواحی مختلف به‌شمار می‌روند (گوارنیر و پیروتا، ۲۰۰۸)؛ زیرا با استفاده از این شاخص‌ها، می‌توان تغییر شکل‌های ناشی از فعالیت‌های تکتونیک نسبتاً سریع یا حتی کند را شناسایی کرد (مختاری، ۱۳۸۴)، اما باید در نظر داشت که نتایج حاصل از این پارامترها می‌تواند در بخش‌های مختلف، مقادیر مختلفی را نشان دهد (زوچیویز، ۱۹۹۸: ۱۲۸). برخی از شاخص‌های ژئومورفیک، به‌منزله ابزار اساسی، برای تشخیص تغییر شکل‌های سریع تکتونیک تجربه و آزمون شده و به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار گرفته‌اند؛ آنگاه از نتایج حاصل، در طرح‌های تحقیقاتی برای کسب اطلاعاتی جامع و کامل درباره تکتونیک فعال به‌کار رفته‌اند. شاخص‌های ژئومورفیک، به‌طور خاص برای مطالعات تکتونیک فعال استفاده می‌شوند (داگلاس، بربانگ و اندرسون، ۲۰۰۲). این موضوع به‌دلیل نقش این شاخص‌ها در ارزیابی سریع مناطق وسیع، از نظر میزان تأثیر فعالیت‌های تکتونیک است. از سویی اطلاعات لازم برای این کار، اغلب به‌آسانی از نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی به‌دست می‌آید. بیٹی (۱۹۶۱)، در مطالعه‌ای که در دره مرگ کالیفرنیا داشته، به این نتیجه دست یافته است که زمین‌ساخت تأثیر بسزایی در شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها دارد. ابرلندر (۱۹۶۵)، اشکال خاصی از پیکرشناسی زاگرس (تنگ، پادگانه و...) را مورد بررسی قرار داد. بال (۱۹۸۴) با مطالعه تراست‌های رودخانه‌ای، متوجه شد که پادگانه‌های رودخانه‌ای و نیمرخ طولی رودخانه‌ها، تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی متحول شده‌اند. لک (۱۹۹۰) در مطالعه مخروط‌افکنه‌ها به این نتیجه دست یافتند که زمین‌ساخت به دو طریق افزایش شیب سطح مخروط‌افکنه‌ها و تأثیر بر سرعت فرسایش آنها، بر مخروط‌افکنه‌ها تأثیر می‌گذارد. لی، یانگ، تان و دوان (۱۹۹۹) به بررسی تأثیر زمین‌ساخت بر لندفرم‌های رودخانه‌ای در شمال غرب چین پرداختند و بیان کردند که حرکات زمین‌ساخت با تغییر سطح اساس رودخانه‌ها، موجب تغییر شکل عوارض رودخانه‌ای می‌شود. بررسی‌های کارزونه (۲۰۰۰) و مویا (۱۹۹۸) به موضوعات مورف و زمین‌ساخت و زمین‌ساخت فعال اشاره دارد. در این رساله با استفاده از داده‌های GPS و شواهد مورف و زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه، میزان حرکت سالانه پلیت‌های منطقه مشخص و آثار نوزمین‌ساخت حاصل از آن ارائه شده است. زلیدیس (۲۰۰۰) تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک و نفوکتونیک و واریزه‌های انباشته‌شده مورد بررسی قرار دادند. مارشال (۲۰۰۰) در رساله «زمین‌ساخت فعال و ارزیابی چشم‌انداز لندفرم‌های کواترنری در امتداد سواحل غربی اقیانوس آرام و کمان آتشفشانی کاستاریکا»، سه جنبه از

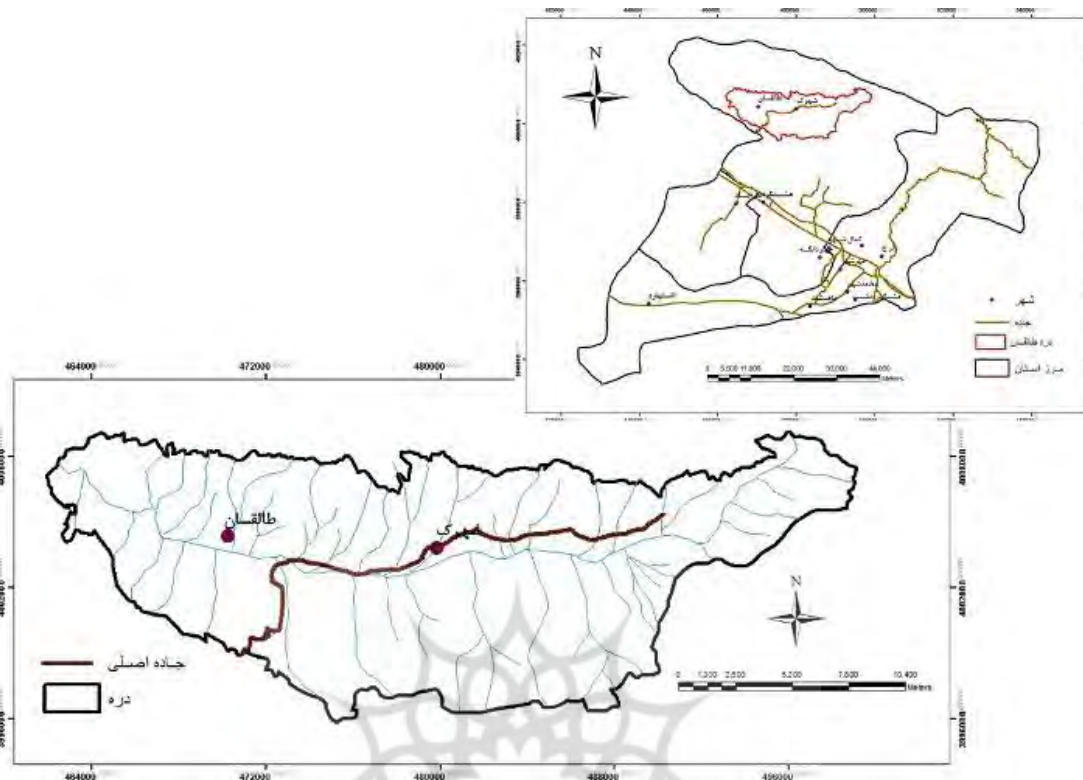
زمین‌ساخت فعال، شامل گسل‌های فعال، چینه‌شناسی کواترنری و شواهد مورف و زمین‌ساخت را مورد بررسی قرار داده است. در فصل چهارم رساله کاساوانت (۲۰۰۱)، به بررسی‌های ژئومورفولوژیک مرتبط با مورف و زمین‌ساخت در امتداد گسل‌ها پرداخته شده است. بررسی نکا، فیلتز و ماتنسکو (۲۰۰۵) در منطقه کارپاسینس رومانی، نشان داد که فرایندهای تکتونیکی باعث تغییر رسوب‌گذاری و ایجاد پادگانه‌های مختلف در دوره زمانی پلیستوسن تحتانی کواترنری شده است. چیچ، وو، لین و شان چن (۲۰۰۶) با مطالعه تأثیر دگرشکلی فعال، به کمک تحلیل الگوی زهکش و درجات حرکات عمودی در جلگه ساحلی تایوان، دریافتند که حرکات تراست‌ها بر اثر حرکات نئوزمین‌ساخت، سبب شکل‌گیری حرکات موجی رودخانه شده است؛ در ضمن حرکات غیرعادی موجی رودخانه، نتیجه تکتونیک فعال است و باعث شده سطوح ژئومورفولوژی تغییر شکل یابند. مالیک و ماهانتی (۲۰۰۶) به مطالعه تأثیر تکتونیک در تکامل تدریجی شبکه زهکشی و چشم‌اندازها در هیمالیای هند پرداختند. آنها دریافتند که جنبه‌های اصلی تکتونیک و تراست‌های موجود در منطقه، نقش مهمی در شکل‌دهی لندفرم‌ها دارند. در مقاله‌ای خردمند، پورکرمانی و هدایتی (۱۳۸۰) به بررسی زمین‌ساخت فعال راندگی زردکوه و تاق‌دیس یز و اثر آن، در مورفولوژی مسیر رودخانه آب‌ذالکی در جنوب شرقی لرستان پرداختند و با مطالعات مشابه در دیگر نقاط ایران، نتایج را مقایسه کردند. کمیجانی (۱۳۸۱) با استفاده از مورفولوژی رودخانه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و تجزیه و تحلیل شاخص‌های زمین‌ساختی، به مطالعه زمین‌ساخت و نئوزمین‌ساخت در پنج حوزه آبخیز در گستره جنوبی شهر کاشان پرداخته است. سلطانی سیسی (۱۳۸۱)، پدیده‌های مورفوزمین‌ساختی و نئوزمین‌ساختی منطقه شبستر، اعم از تشکیل دریاچه ارومیه به شکل کنونی، پرتگاه‌های گسلی جوان، تشکیل تراست‌های رودخانه‌ای و فرازبایی و چین‌خوردگی خفیف آن، اسارت‌های رودخانه‌ای و... را دلیل محکمی بر فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساخت دانسته است. موسوی حرمی، محبوبی، خانه باد و متین‌فر (۱۳۸۱) در مقاله مورفولوژی رودخانه کشف‌رود، تغییر در اندازه ذرات رسوب‌گذاری شده در بالادست و پایین‌دست رودخانه را ناشی از نقش زمین‌ساخت در منطقه دانستند. در مقاله‌ای تقی‌پور، ستارزاده و عباسی (۱۳۸۲) به بررسی شواهد مورفولوژیکی مرتبط با گسلش امتداد لغز، مانند آبراهه‌های جابه‌جاشده در امتداد گسل تبریز پرداختند و نشان دادند حرکت این گسل از نوع راست‌گرد و دارای فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان است. پورکرمانی و صدیق (۱۳۸۲) به مطالعه پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز پرداختند. نتایج پژوهشگران نشان می‌دهد که جابه‌جایی و قطع‌شدگی آبراهه‌ها، ایجاد پرتگاه گسلی، دره‌های گسلی، چشمه‌های گسلی، استخرهای فرونشسته، از جمله اشکال ژئومورفولوژی حاصل از عملکرد گسل تبریز هستند. یمانی و مقصودی (۱۳۸۲) به مطالعه نقش تکتونیک و تغییرات اقلیمی در تحول مخروط‌افکنه‌ها در چاله سیرجان پرداختند. آنها در مطالعه خود به این نتایج دست یافتند: ۱. ایجاد تپه‌ماهورهای وسیع روی سازندهای دوران سنوزوئیک، معرف حرکات تکتونیکی اخیر است؛ ۲. انحراف رودخانه کل به دلیل حرکت گسل‌ها انجام گرفته است؛ ۳. وجود فرسایش هزاردره، نشانه ادامه حرکات تکتونیکی در منطقه است و ۴. بریده‌شدن سطح مخروط‌افکنه‌ها و تقطیع آنها، به سبب وجود حرکات تکتونیکی است. کی‌نژاد (۱۳۸۲) در مقاله‌ای با بررسی زمین‌ساخت، نئوزمین‌ساخت و ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه‌های دشت ورامین و مطابقت آن با داده‌های آب‌شناسی و ژئوفیزیکی، بر فعال بودن پی‌سنگ ساختاری منطقه پی برده و متوجه فعالیت بیشتر در نواحی شمالی منطقه شده است. رجایی و کرمی (۱۳۸۳) به مطالعه نقش تکتونیک در تحول ژئومورفولوژیکی

پایکوه‌های شمالی کوه بزقوش در آذربایجان پرداختند و نتیجه گرفتند مخروط‌افکنه‌های شمالی بزقوش، در نتیجه عملکرد گسل‌ها و تغییرات اقلیمی به‌وجود آمده‌اند و آبراهه‌های رتبه پایین با روند گسل‌های منطقه همبستگی دارند. کرمی و رجایی (۱۳۸۳) به بررسی نقش زمین‌ساخت در تحول ژئومورفولوژیکی رشته‌کوه بزقوش پرداختند و بیان کردند، تغییر ارتفاع پادگانه‌های رودخانه‌ای، انتقال پنجه‌های آبرفتی جوان به مرکز دشت و سایر شواهد، همگی گویای تأثیر زمین‌ساخت در رشته‌کوه بزقوش هستند. مقصودی و کامرانی (۱۳۸۷)، ارزیابی نقش زمین‌ساخت در تنظیم کانال رودخانه تجن را بر اساس شاخص‌های ژئومورفولوژیک مورد بررسی قرار داده‌اند و به این نتیجه دست یافتند که منطقه از نظر زمین‌ساختی به تعادل نرسیده و تبعیت پیچان‌رودها از تغییرات سطح اساس، ناشی از حرکات فعال زمین‌ساختی است. مقصودی (۱۳۸۷) عوامل مؤثر در تحول ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه جاجرود را با استفاده از عملیات میدانی و مشاهده ترانسه‌های طبیعی و مصنوعی، تهیه عکس و درنهایت، بهره‌گیری از شاخص‌های سینوسی جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف دره به عمق آن، مورد بررسی قرار داده است. نتایج پژوهش مقصودی نشان می‌دهد که یکی از دلایل تحول مخروط‌افکنه جاجرود، حاصل فعالیت زمین‌ساختی بوده است. در رساله‌ای با عنوان «تأثیر نوزمین‌ساخت در تحول لندفرم‌های کواترنری در ایران مرکزی» (گورابی، ۱۳۸۷) به تغییر شکل لندفرم‌های کواترنری منطقه ایران مرکزی در امتداد گسل‌های دهشیر و انار اشاره می‌کند که ناشی از حرکات زمین‌ساختی از ابتدای کواترنری تا کنون بوده است.

با توجه به اینکه دره طالقان در حوضه طالقان و در زون البرز مرکزی قرار گرفته است و همچنین با توجه به ویژگی‌های تکتونیکی منطقه و فراوانی انواع گسل‌ها، بررسی تکنونیک فعال منطقه در شکل‌گیری و تحول لندفرم‌های منطقه با روش‌های ژئومورفولوژیکی لازم به نظر می‌رسد، از این رو در مقاله پیش رو به بررسی هفت شاخص ژئومورفولوژیکی پرداخته شده است تا میزان فعالیت تکتونیکی در دره طالقان مشخص شود.

ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات سیاسی در شمال غرب استان تهران واقع شده است. این محدوده در یک ناودیس قرار گرفته که به‌صورت شرقی و غربی بین طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۸۷ دقیقه شمالی و عرض ۳۶ درجه و ۱۱ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۲۳ دقیقه شرقی کشیده شده است. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، در ارتفاعات جنوبی البرز مرکزی قرار دارد. عمده رسوبات این منطقه نئوژن مانند با تشکیلات قرمز پایین و قرمز بالایی هستند. مواد سازنده آنها بیشتر از رسوبات ریزدانه‌ای چون سیلتستون، مادستون و مارن، به‌همراه املاح گچ و نمک تشکیل شده است (طالقانی، ۱۳۸۴: ۱۳۹). این منطقه از نظر تقسیمات حوضه‌ها در حوضه طالقان واقع شده است و مسیری از رود طالقان از این دره عبور می‌کند (شکل ۱). منطقه طالقان از شمال شرق به حوزه نوشهر و از شمال غرب به حوزه الموت متصل است؛ از جنوب به شهرستانک، برغان و کردان و از غرب به توابع قزوین محدود می‌شود (سامانی، قربانی و کوهبنانی، ۱۳۸۹).



شکل ۱. نقشه موقعیت محدوده مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

بررسی منابع و یافته‌های علمی در زمینه موضوع پژوهش از طریق مطالعات کتابخانه‌ای، اینترنت و جمع‌آوری اطلاعات منطقه مورد مطالعه و مرور پژوهش‌های انجام گرفته در زمینه موضوع مورد نظر در سایر مناطق، آغاز شد و در سه مرحله بازدید میدانی صورت گرفت، اطلاعات با لندفرم‌های منطقه تطبیق داده شد و همراه با عکسبرداری، کنترل و شناسایی لندفرم‌ها و بررسی نقش زمین‌ساخت در شکل‌گیری یا تحول آنها انجام شد. طی این پژوهش از ابزار GPS برای تعیین موقعیت لندفرم‌ها، نرم‌افزار GIS برای کشیدن نقشه‌های مورد نیاز و محاسبه شاخص‌ها، نرم‌افزار فتوشاپ برای ترمیم و آماده‌سازی تصاویر، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ فشنده و آبیگ و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران مورد استفاده قرار گرفت. سپس اطلاعات وارد نرم‌افزار GIS شد و با محاسبه هفت شاخص مورفولوژیکی، شامل شاخص سینوسیته کانال رود (S)، شاخص گرادیان رودخانه (SL)، شاخص عدم تقارن آبراهه (AF)، شاخص نسبت پهنا به عمق یا ارتفاع دره (VF)، شاخص شکل حوضه (BS)، شاخص وسعت مخروط افکنه (AF) و شاخص شیب مخروط افکنه (SF)، میزان فعالیت زمین‌ساختی منطقه تعیین شد. در ادامه با توجه به لندفرم‌های کوتاه‌تری موجود در منطقه مورد مطالعه که شامل پادگانه‌های آبرفتی، مخروط افکنه‌ها و دیگر اشکال سطحی می‌شود، تأثیر این حرکات بر شکل‌گیری این لندفرم‌ها بررسی شد.

یافته‌های پژوهش

شاخص سینوسیته کانال رود (S)^۱

از درجه چارچوب نظری، رودخانه‌ای که کمابیش به حالت تعادل رسیده باشد، برای حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوب‌گذاری پیچ می‌خورد (باربانک و آندرسون، ۲۰۰۰: ۸۳). تغییر شیب بستر رودخانه به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی رابطه مستقیمی با پیچ و خم مسیر رودخانه دارد. طرح‌های ماندری در حال حفر بستر از نشانه‌های فرایش فعال هستند. میزان سینوزیتی رودخانه با تغییر شیب بستر رودخانه بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی، رابطه مستقیم دارد. متناسب با تغییرات تکتونیکی که منجر به تغییر شیب دره رودخانه می‌شود، برای حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ و خم رودخانه جابه‌جا می‌شود. بنابراین ثابت شده که این تأثیر، مانند ابزاری عمل می‌کند که برای شناسایی نواحی فعال تکتونیکی به کار گرفته می‌شود. رودخانه‌هایی که دارای پیچ و خم زیاد هستند، به حالت تعادل نزدیک شده‌اند، در حالی که مستقیم بودن مسیر رودخانه، حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت نئوتکتونیکی است (مددی، رضایی‌مقدم و رجایی، ۱۳۸۳).

برای ارزیابی شاخص پیچ و خم رودخانه از رابطه ۱ استفاده می‌شود:

$$S = C/V \quad \text{رابطه ۱}$$

در رابطه فوق، S: پیچ و خم رودخانه؛ C: طول رودخانه و V: طول دره به خط مستقیم است.

هرچه مقادیر عددی به دست آمده از این شاخص بیشتر باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هرچه کمتر باشد، دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است. مقادیر این شاخص از نقشه توپوگرافی استخراج شد و با استفاده از رابطه ۱ محاسبه شده است.

جدول ۱. مقادیر شاخص سینوسیته رودخانه طالقان

منطقه	پارامتر	C	V	S	فعالیت تکتونیکی
دره طالقان		۴۰۵۱۸/۸	۳۷۲۲۲/۸	۱/۰۸۸	فعال

شاخص گرادیان رودخانه (SL)^۲

شاخص گرادیان رودخانه به قدرت رودخانه بستگی داشته و در سنگ‌هایی با مقاومت کم یا در سنگ‌های با مقاومت یکسان، می‌تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). این شاخص را هاگ هنگام مطالعه روی مقاومت صخره‌ها در مسیل کوه‌های آپالاش جنوب ایالات متحده به دست آورده است (همدون، ایریگاری، فرناندز و کلر، ۲۰۰۸: ۱۵۳). شاخص SL به تغییرات شیب رودخانه بسیار حساس است. این حساسیت برآورد میزان روابط موجود بین فعالیت‌های تکتونیکی، مقاومت سنگ و توپوگرافی را امکان‌پذیر می‌کند (توکلی‌زاده، الماسیان و روشن‌بخت، ۱۳۸۸). این شاخص در

1. Sinuosity

2. Stream length- gradient Index

مناطق افزایش می‌یابد که بستر رودخانه از سنگ‌های سخت می‌گذرد. همچنین زمانی که رودخانه‌ها در نواحی‌ای با میزان بالآمدگی زیاد جریان دارند، مقدار SL افزایش می‌یابد؛ در حالی که وقتی رودخانه‌ها به موازات ساختارهایی مانند دره‌های حاصل از گسل راست‌الغز جریان می‌یابند، میزان SL کاهش می‌یابد (خاوری، قرشی، ارین و خسرو تهرانی، ۱۳۸۹). شاخص SL نسبت به ساختمان سنگ‌شناسی نیز، بسیار حساس است و در تجزیه و تحلیل نتایج به‌دست‌آمده از مقادیر SL باید تأثیر ساختمان سنگ‌شناسی را به حداقل رساند. برای این کار باید رودخانه‌هایی را برای اندازه‌گیری این شاخص مورد ارزیابی قرار داد که طول آنها زیاد است. در مطالعه‌ای که چن (۲۰۰۲) در تایوان انجام داده‌اند، دریافتند که هرچه طول رودخانه بیشتر باشد، رودخانه کمتر تحت تأثیر ساختمان سنگ‌شناسی بستر خود قرار می‌گیرد و هرچه طول رودخانه کمتر باشد، بیشتر تحت تأثیر ساختمان سنگ‌شناسی بستر رودخانه است. این شاخص بر اساس رابطه ۲ محاسبه می‌شود.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad \text{رابطه ۲}$$

SL: شاخص گرادیان رودخانه $\Delta H / \Delta L$: شیب بخشی از مجرا

ΔH : اختلاف ارتفاع در یک مقطع مشخص از رودخانه ΔL : فاصله افقی در آن مقطع مشخص

L: طول مجرا از بالادست تا نقطه‌ای که برای آن شاخص محاسبه می‌شود.

در این پژوهش شاخص SL برای رودخانه طالقان که در محدوده دره قرار داشت، محاسبه شده است. در این محاسبه ابتدا نیمرخ طولی رودخانه ترسیم شد (شکل ۲) و در فواصل معین ۲۰۰ متری، میزان این شاخص برای تمام مسیر آبراهه اصلی در محدوده دره اندازه‌گیری شده و از تمام SL‌های به‌دست‌آمده میانگین گرفته شد (جدول ۲).



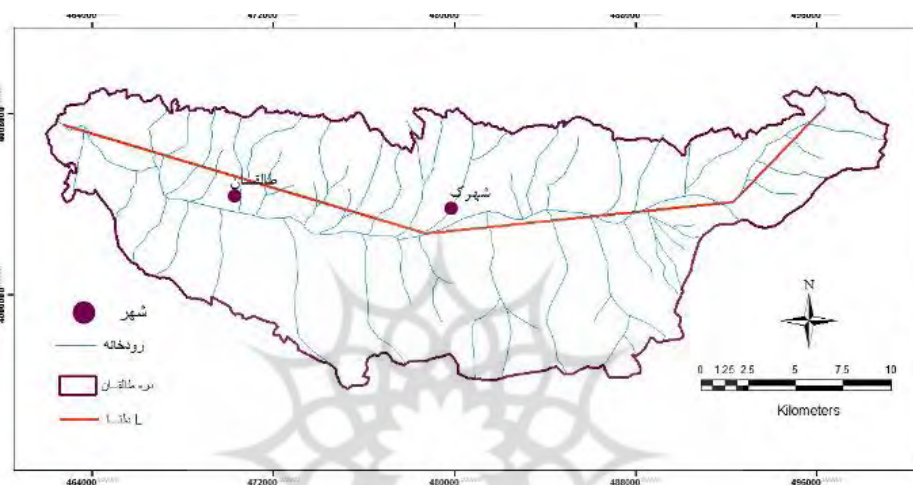
شکل ۲. نمودار نیمرخ طولی رودخانه طالقان

جدول ۲. محاسبه شاخص SL رودخانه طالقان

ارتفاع (m)	نقطه میانی		$\Delta L(m)$	L (m)	SL
۱۶۰۰-۱۸۰۰	۱۷۰۰	۲۰۰	۱۶۷۵۰/۸	۳۳۸۵۰/۶۵	۴۰۴/۱۶
۱۸۰۰-۲۰۰۰	۱۹۰۰	۲۰۰	۱۳۶۳۲/۰۴	۱۲۵۳۶/۶۵	۱۸۳/۹۲
۲۰۰۰-۲۲۰۰	۲۱۰۰	۲۰۰	۵۹۱۶/۶۴	۵۲۴۰/۰۷	۱۷۷/۱۳

$$\Sigma = ۲۵۵/۰۷$$

بر اساس تقسیم‌بندی همدونی (۲۰۰۸)، شاخص SL با مقدار نتیجه حاصل از این منطقه، در کلاس ۳ قرار می‌گیرد و منطقه بدون ناهنجاری شناخته می‌شود. نتیجه این شاخص تفاوت عمده‌ای با دیگر نتایج شاخص‌ها دارد و می‌توان گفت، این شاخص برای ارزیابی تکنونیک منطقه مورد مطالعه صدق نمی‌کند و جوابگوی آن نیست که می‌توان دلایل آن را وجود بستر رود روی رسوبات دوران کواترنر، کم‌بودن شیب رودخانه (۱/۵۳ درصد) و قرار داشتن این قسمت از رود در یک ناودیس با توپوگرافی یکنواخت نام برد. در شکل ۳ نحوه محاسبه شاخص SL مشخص شده است.



شکل ۳. شاخص SL دره طالقان

شاخص عدم تقارن آبراهه (AF)^۱

طول آبراهه و زهکش‌های فرعی در دوسوی یک آبراهه اصلی، می‌توانند برای ارزیابی فرایش فال در کنار دیگر شاخص‌های مورفوتکتونیک به کار روند. شاخص عدم تقارن روشی برای تشخیص کج‌شدگی ناشی از فعالیت‌های تکتونیک در حوضه‌های زهکشی است (همدونی، ابریکاری، فرناندز و کلر، ۲۰۰۸: ۱۵۶). این عامل را می‌توان برای مشخص شدن کج‌شدگی زمین‌ساختی در مقیاس حوضه‌های آبریز یا مقیاس‌های دیگر به کار گرفت (حاج علی بیگی، ۱۳۸۰). این شاخص از طریق رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$Af = (Ar/At) \times 100 \quad \text{رابطه ۳}$$

در این رابطه؛ Af: عدم تقارن حوضه زهکشی؛ Ar: مساحت سمت راست حوضه (دید به سمت پایین دست) و At: مساحت کل حوضه است.

در مناطقی با شرایط تکتونیک فعال، به دلیل اثرات توپوگرافی حاصل از فرایش در یک سوی منطقه و به تبع آن، ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه‌های فرعی در منطقه یا طرف بالآمده بیشتر از همین طول در سمت مقابل خواهد بود (سلیمانی، ۱۳۷۷: ۶۲). برای رودخانه‌هایی که به تعادل رسیده‌اند و در حالت ثابتی جریان دارند، میزان Af برابر

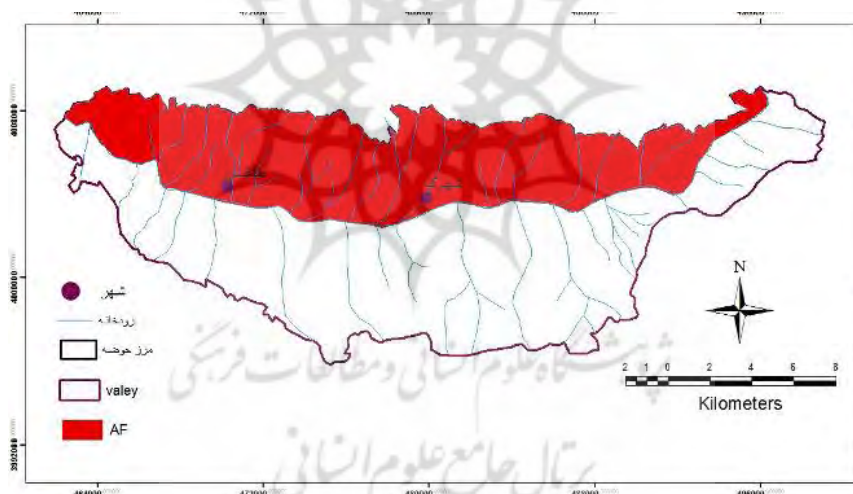
۵۰ است. این رقم حاکی از تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و درنهایت، عدم وجود کج‌شدگی بر اثر بالآمدگی است. مقادیر بیش از ۵۰ این شاخص، نشانه عمل بالآمدگی در ساحل راست و کمتر از ۵۰ بیانگر بالآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی است. همچنین در تجزیه و تحلیل ژئومورفیک این شاخص، فرض بر این است که عواملی مانند جنس سازندها، شیب لایه‌های زمین‌شناسی، شرایط اقلیمی و اکولوژیکی محل، سبب عدم تقارن نمی‌شوند. در جدول ۳ مقادیر محاسبه‌شده این شاخص آمده است.

جدول ۳. مقادیر محاسبه‌شده شاخص AF

نام منطقه	At (km ²)	Ar (km ²)	Af %	وضعیت تکتونیکی
دره طالقان	۲۹۳/۳۹	۱۱۹/۴۱	۴۰/۷	فعال

مقدار این شاخص بیانگر بالآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی است. در شکل ۴ نحوه محاسبه شاخص Af را

می‌توان دید.



شکل ۴. شاخص AF دره طالقان

شاخص نسبت پهنا به عمق یا ارتفاع دره (Vf)^۱

این شاخص منعکس‌کننده اختلاف بین دره‌های V شکل و U شکل است؛ به این معنا که هرچه مورفولوژی دره به شکل V نزدیکتر شود، مقدار Vf به صفر نزدیکتر می‌شود و نشان‌دهنده عمل تخریب و فرسایش آبهای جاری در پاسخ به فرایندهای تکتونیکی فعال است. همچنین هرچه مورفولوژی دره به شکل U نزدیکتر شود، مقدار Vf افزایش می‌یابد و حاصل رابطه بالا بزرگتر می‌شود که نشان‌دهنده تعریض و تسطیح دره توسط آبهای جاری و کم‌شدن شدت فرایندهای تکتونیکی و پایداری دره است (ملک، ۱۳۷۷).

نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره از رابطه ۴ به دست می‌آید:

$$Vf = 2 Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad \text{رابطه ۴}$$

Vf : نسبت عرض به ارتفاع دره

Vfw : پهنا (عرض) دره

Erd : ارتفاع دیواره سمت راست دره

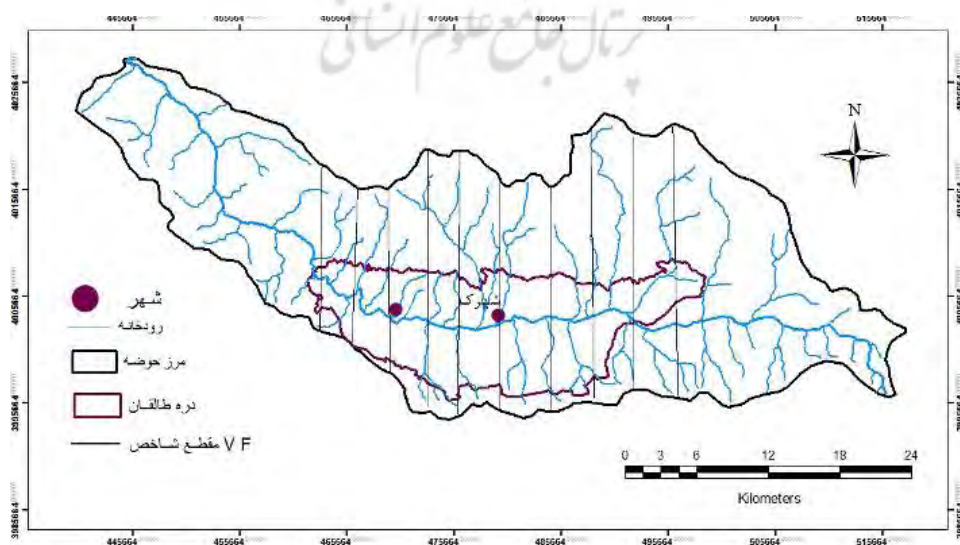
Eld : ارتفاع دیواره سمت چپ دره

Esc : ارتفاع کف دره

برای محاسبه شاخص Vf برای دره طالقان، ده مقطع کشیده شد و سپس میانگین کل Vf مقاطع کشیده شده محاسبه شد تا بر مبنای عدد به دست آمده، میزان فعالیت تکتونیکی منطقه مشخص شود. جدول ۴ مقادیر محاسبه شده این شاخص را نشان می‌دهد، همچنین در شکل ۵، نحوه محاسبه شاخص نمایش داده شده است.

جدول ۴. مقادیر شاخص Vf در منطقه مورد مطالعه

VF	Vfw (m)	Erd (m)	Esc (m)	Eld (m)
۰/۴۲۷	۵۰۰	۲۵۷۲/۹۳	۱۶۰۸/۰۲	۲۹۸۰/۰۰۳
۰/۷۶۸	۸۰۰	۲۲۷۰/۲۹۵۸	۱۶۹۶/۸۳	۳۲۰۵/۴۳۶۲
۰/۹۸۸	۱۰۰۰	۲۲۹۴/۹۴	۱۷۱۵/۱۱۵۲	۳۱۵۹/۲۰۴
۰/۶۵۸	۱۰۰۰	۲۵۸۶/۸۹	۱۷۴۸/۱۴	۳۹۴۷/۶۲
۰/۶۶۴	۱۰۰۰	۲۶۲۵/۴	۱۷۷۸/۶	۳۹۴۲/۳۳
۰/۰۷۱	۱۰۰	۲۹۲۲/۴۳	۱۸۲۳/۷۹	۳۵۱۵/۵۲
۰/۵۷۷	۹۰۰	۲۹۴۱/۰۰۱	۱۸۷۸/۰۵	۳۹۳۳/۴۸
۰/۶۲۳	۸۰۰	۳۰۵۴/۵۷	۱۹۳۴/۰۶	۳۳۸۶/۹۷
۰/۶۵۵	۱۰۰۰	۳۱۵۷/۷۸	۲۰۰۷/۵۳	۳۹۰۶/۷۳
۰/۳۱۵	۵۰۰	۳۳۲۸/۴۹	۲۰۹۱/۱۷	۴۰۲۱/۶۶



شکل ۵. شاخص Vf دره طالقان

شاخص شکل حوضه (Bs)^۱

حوضه‌های فعال تکتونیک، شکل کشیده‌ای دارند. شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان بالآمدگی، به‌تدریج دایره‌ای می‌شود (کریمی، ۱۳۸۸: ۷۵). شاخص نسبت کشیدگی به‌صورت رابطه ۵ تعریف می‌شود.

$$Bs = Bi / Bw \quad \text{رابطه ۵}$$

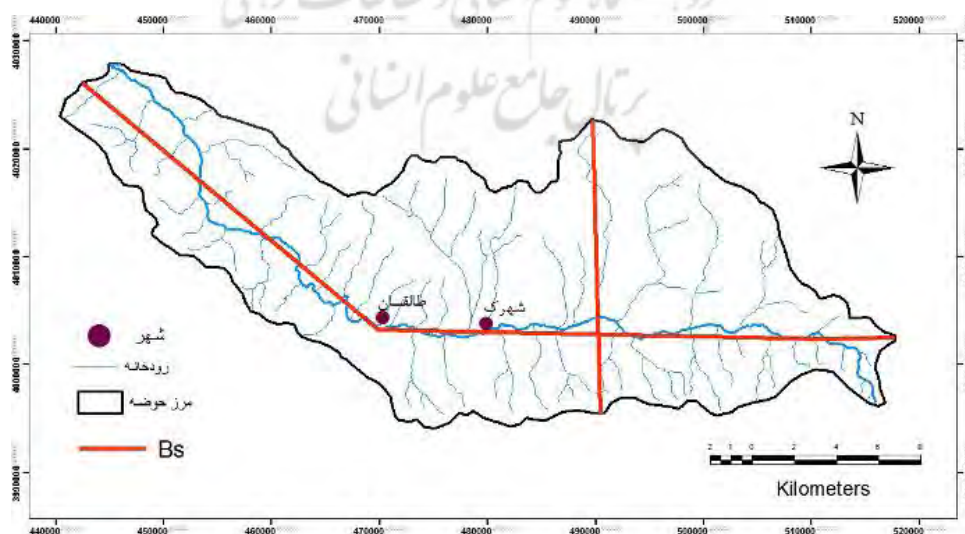
که در آن؛ Bs: شکل حوضه؛ Bi: طول حوضه (فاصله پایین‌ترین ارتفاع حوضه تا دورترین نقطه از آن) و Bw: عرض حوضه، درعریض‌ترین بخش آن است.

در نواحی فعال تکتونیک، حوضه‌های زهکشی نسبتاً جوان به‌طور طبیعی تمایل دارند در جهت شیب توپوگرافی کوهستان، شکل کشیده‌ای داشته باشند. با ادامه روند تکامل حوضه‌های زهکشی یا در نواحی با فعالیت کم تکتونیک، شکل کشیده حوضه‌ها به‌شکل دایره‌ای تمایل می‌یابند (همدونی، ایریگاری، فرناندز و کلا، ۲۰۰۸: ۱۶۱). مقادیر بزرگ این شاخص مربوط به حوضه‌های کشیده در نواحی فعال زمین‌ساختی است، در حالی که مقادیر کوچک آن، حوضه‌های دایره‌ای شکل نواحی غیر فعال را نشان می‌دهند. مقادیر شاخص Bs برای حوضه‌های مورد نظر به شرح جدول ۵ است.

جدول ۵. مقادیر شاخص BS در حوضه‌های مورد مطالعه

نام حوضه	Bi	Bw	Bs	طبقه‌بندی
طالقان	۸۳/۶۱۸ Km	۲۷/۲۰۸Km	۳/۰۷۳	کلاس ۲

در شکل ۶ نحوه ارزیابی این شاخص در منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است.



شکل ۶. شاخص BS حوضه طالقان

شاخص مساحت مخروط‌افکنه (AF)^۱

در شکل‌گیری و گسترش مخروط‌افکنه‌ها عوامل متعددی دخالت دارند که از میان تکتونیک، یکی از مهم‌ترین آن شاخص مساحت مخروط‌افکنه است که افرادی چون هاروی (۱۹۹۹)، بول (۱۹۷۷) و لچه (۱۹۹۰) در مورد آن مطالعه کرده‌اند. از این رو می‌توان با بررسی روی آنها، به وجود حرکات تکتونیکی نیز پی برد. یکی از شاخص‌های کمی در بررسی رابطه میان حرکات تکتونیکی فعال و مخروط‌افکنه‌ها، رابطه‌ای است که در آن، ارتباطی میان وسعت حوضه زهکشی و وسعت مخروط‌افکنه‌ها برقرار شده است (تقیان، ۱۳۸۸: ۷۸). در بررسی رابطه بین مساحت مخروط و مساحت حوضه از فرمولی استفاده شده است که هاروی از آن برای مطالعه روی مخروط‌افکنه‌های نوادا استفاده کرده است. هاروی برای بررسی این مخروط‌افکنه‌ها، آنها را به چند نوع تقسیم‌بندی کرد و فرمولی برای محاسبه شیب مخروط و مساحت مخروط با استفاده مساحت حوضه برای هر دسته ارائه داد که در این پژوهش از فرمولی استفاده شده است که می‌توان آن را به تمامی مخروط‌افکنه‌ها تعمیم داد. مساحت مخروط از رابطه ۶ به دست می‌آید (هاروی، ۲۰۰۲: ۱۲۷).

$$F = 0.18 A^{-0.85} \quad \text{رابطه ۶}$$

$$SE = 0.49$$

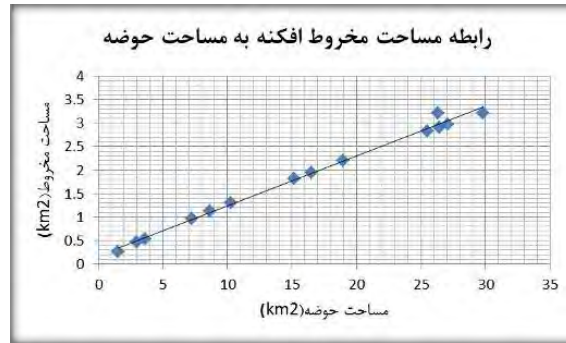
$$R = 0.86$$

F: مساحت مخروط؛ A: مساحت حوضه و ۰/۱۸ و ۰/۸۵ ضرایب ثابت هستند.

در محدوده مورد مطالعه، چهارده مخروط‌افکنه شناسایی شد که با به دست آوردن مساحت حوضه‌های فرعی و قرار دادن در رابطه ۶ مساحت مخروط‌ها به دست آمد (جدول ۶). در ادامه با محاسبه مساحت حوضه‌های فرعی و با در نظر گرفتن مساحت مخروط‌ها، نمودار نمایی مربوط به آنها ترسیم شد (شکل ۷).

جدول ۶. مقادیر شاخص مساحت مخروط‌افکنه

مخروط‌افکنه	مساحت حوضه (km ²)	مساحت مخروط‌افکنه (km ²)
۱	۱/۵۴	۰/۲۶
۲	۱۶/۵	۱/۹۵
۳	۳/۰۰۱	۰/۴۵۸
۴	۲۹/۸	۳/۲۲۳
۵	۱۵/۱۶	۱/۸۱۵
۶	۳/۶۲	۰/۵۳۷
۷	۲۶/۳۱	۳/۲۲۳
۸	۱۸/۹۷	۲/۱۹۶
۹	۲۶/۴۴	۲/۹۱۲
۱۰	۷/۲۲	۰/۹۶۶
۱۱	۱۰/۲۷	۱/۳۰۴
۱۲	۲۵/۴۹	۲/۸۲۳
۱۳	۲۷/۰۸	۲/۹۷۲
۱۴	۸/۶۱	۱/۱۲۲



شکل ۷. رابطه مساحت مخروط افکنه به مساحت حوضه

میزان همبستگی بین مساحت مخروط افکنه و مساحت حوضه برابر $0/94$ محاسبه شد که همبستگی معناداری است؛ یعنی با افزایش مساحت حوضه، مساحت مخروط نیز افزایش می‌یابد و در اینجا تأثیر کم تکتونیک را می‌توان مشاهده کرد.

شاخص شیب مخروط افکنه (SF)

بسیاری از عواملی که شیب رودخانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، بر شیب مخروط افکنه‌ها نیز اثرگذارند (تقیان، $1388: 78$). بدین سبب تغییر شیب رودخانه در نواحی کوهستانی در اثر حوادث و حرکات تکتونیکی، در شیب مخروط افکنه‌ها مؤثر است. عامل تکتونیک از طریق تأثیرگذاری در محل استقرار مخروط افکنه‌ها، تأثیر در شیب حوضه آبریز، انحراف و افزایش رسوبدهی رودخانه، نقش خود را در شکل‌گیری و گسترش مخروط‌ها ایفا می‌کند (رضایی مقدم، مقامی مقیم و رجبی، 1381). شیب مخروط از رابطه ۷ به دست می‌آید (هاروی، $2002: 127$).

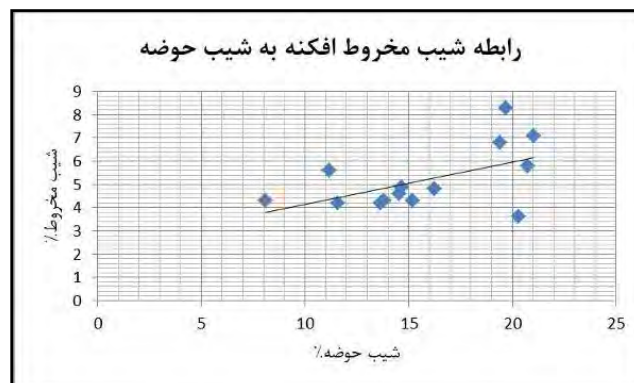
$$G = 0/092 A^{-0/23} \quad \text{رابطه ۷}$$

$$SE = 0/22$$

$$R = 0/67$$

G: شیب مخروط؛ A: مساحت حوضه و $0/092$ و $-0/23$ ضرایب ثابت هستند.

نمودار نمایی مربوط به رابطه شیب مخروط افکنه و شیب حوضه (شکل ۸) و جدول مربوط به مقادیر شاخص شیب مخروط (جدول ۷) در ادامه آمده است.



شکل ۸. رابطه شیب مخروط افکنه به شیب حوضه

جدول ۷. مقادیر شاخص شیب مخروط افکنه

شیب مخروط افکنه %	شیب حوضه %	مخروط افکنه
۸/۳	۱۹/۷۰۳	۱
۴/۸	۱۶/۲۳۳	۲
۷/۱	۲۱/۰۲۷	۳
۴/۲	۱۳/۶۴	۴
۴/۹	۱۴/۶۷	۵
۶/۸	۱۹/۴۰۶	۶
۴/۲	۱۱/۵۹۱	۷
۴/۶	۱۴/۵۴۶	۸
۴/۳	۱۳/۸۱۱	۹
۵/۸	۲۰/۷۳۶	۱۰
۳/۶	۲۰/۲۸۹	۱۱
۴/۳	۱۵/۱۸۱	۱۲
۴/۳	۸/۰۹۵	۱۳
۵/۶	۱۱/۱۶۶	۱۴

بر اساس محاسباتی که انجام گرفت، میزان همبستگی بین شیب مخروط افکنه و شیب حوضه برابر ۰/۵۱ به دست آمد که این رقم همبستگی بالایی را بین این دو متغیر نشان می‌دهد و به نوعی نمایانگر اثر فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه است.

طبقه‌بندی شاخص‌ها بر اساس شاخص Iat

در طبقه‌بندی‌ای که همدونی و همکاران (۲۰۰۸) برای شاخص‌های S_l، V_f، B_s و A_f ارائه کرده‌اند، این شاخص‌ها بر اساس مقدار کمی به دست آمده، در سه کلاس (۱، ۲ و ۳) طبقه‌بندی شده‌اند. در این طبقه‌بندی کلاس ۱ بالاترین فعالیت و کلاس ۳ کمترین فعالیت تئوتکتونیکی را دارند (جدول ۸).

جدول ۸. طبقه‌بندی ارائه شده همدونی و همکاران

شاخص‌ها	کلاس ۱	کلاس ۲	کلاس ۳
Ls	میزان تغییرات زیاد	میزان تغییرات کم	بدون تغییرات
V _f	V _f < ۰/۵	V _f : ۰/۵-۱	V _f > ۱
B _s	B _s > ۴	B _s : ۴-۳	B _s > ۳
A _f	A _f - ۵۰ > ۱۵	A _f - ۵۰ : ۷-۱۵	A _f - ۵۰ < ۷

شاخص Iat از میانگین کلاس‌های مختلف شاخص‌های ژئومورفیک (S/n) به دست می‌آید و بر اساس مقدار به دست آمده از آن، به چهار کلاس تقسیم می‌شوند (جدول ۹). در این تقسیم‌بندی نیز، کلاس ۱ نشان‌دهنده فعالیت بسیار

بالای نتوتکتونیک، کلاس ۲ فعالیت نتوتکتونیک بالیا، کلاس ۳ فعالیت نتوتکتونیک متوسط و کلاس ۴ فعالیت نتوتکتونیک کمی فعال هستند.

جدول ۹. طبقه‌بندی شاخص Iat

رده	فعالیت زمین‌ساختی	s/n
۱	خیلی بالا	۱-۱/۵
۲	بالا	۱/۵-۲
۳	متوسط	۲-۲/۵
۴	پایین	>۲/۵

بر اساس شاخص Iat فعالیت‌های نتوتکتونیک منطقه مطالعاتی، مورد ارزیابی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱۰ درج شده است.

جدول ۱۰. طبقه‌بندی شاخص‌ها ژئومورفیک منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص Iat

Iat	S/n	کلاس شاخص‌ها				نام حوضه
		Bs	Vf	Af	SI	
کلاس ۳	۲/۲۵	کلاس ۲	کلاس ۲	کلاس ۲	کلاس ۳	طالقان

بر اساس محاسباتی که انجام گرفت، حوضه مورد مطالعه در طبقه فعالیت تکتونیک متوسط است و در رده ۳ قرار می‌گیرد. در جدول ۱۱ نتایج سایر شاخص‌ها آمده است.

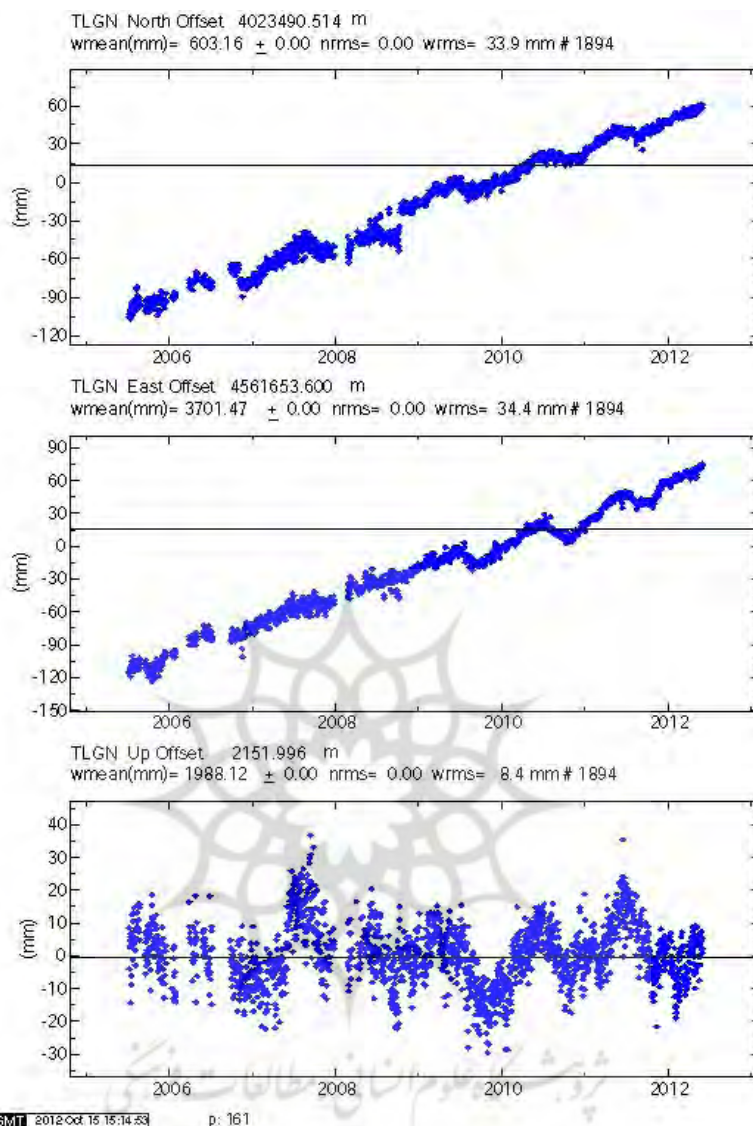
جدول ۱۱. طبقه‌بندی شاخص‌های S، SF و AF در منطقه مورد مطالعه

نام شاخص	مقدار شاخص	توصیف کیفی
AF (مخروط‌افکنه)	۰/۹۴	فعالیت کم
SF	۰/۵۱	فعالیت متوسط
S	۱/۰۸۸	فعالیت شدید

بر اساس جدول یازده، می‌توان گفت به‌طور کلی فعالیت تکتونیک منطقه متوسط است.

بررسی زمین‌ساخت منطقه با استفاده از داده‌های ژئودینامیک

در این بخش از پژوهش، به تحلیل داده‌های ایستگاه دائمی طالقان برای بررسی زمین‌ساخت منطقه و تأیید نتایج حاصل از شاخص‌های ژئومورفولوژیکی پرداخته شده است. داده‌های ایستگاه ژئودینامیک طالقان بر مبنای بازدیدهای هشت‌ساله (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۲) بوده است (شکل ۹).



شکل ۹. نمودار سری زمانی ایستگاه دائمی GPS طالقان. از بالا به پایین: مؤلفه شمالی - جنوبی، مؤلفه شرقی - غربی و مؤلفه ارتفاع (بر اساس داده‌های ژئودینامیکی، سازمان نقشه‌برداری ایران).

جدول ۱۲. حداقل، حداکثر و دامنه تغییرات جابه‌جایی‌های پوسته در جهات مختلف (cm)

جهت جابه‌جایی	حداقل	حداکثر	دامنه تغییرات
شمالی	-۱۰/۸	۶/۲	۱۷
شرقی	-۱۲/۸	۷/۸	۲۰/۶
قائم	-۳/۲	۳/۷	۶/۹

نتایج حاصل از جدول و نمودارهای ژئودینامیک، نشان‌دهنده آن است که این منطقه جابه‌جایی‌هایی به سمت شمال و شرق داشته است که میزان این جابه‌جایی طی هشت سال، در جهت شمال ۱۷ سانتی‌متر و در جهت شرق ۲۰/۶ سانتی‌متر بوده است. میزان جابه‌جایی قائم منطقه نیز برابر ۶/۹ سانتی‌متر بوده است که این حکایت از تحرک و فعالیت

زمین‌ساختی دره طالقان دارد. در واقع این یافته‌ها اثبات‌کننده نتایج حاصل از محاسبه شاخص‌های زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه است.

تأثیر زمین‌ساخت روی لندفرم‌های کواترنری

با بازدیدهای انجام‌گرفته از منطقه مورد مطالعه، لندفرم‌های منطقه بررسی شده و شواهدی از تأثیر زمین‌ساخت و فعالیت‌های زمین‌ساختی روی آنها شناسایی شدند. وجود دگرشیبی‌ها در پادگانه‌ها، بالآمدگی و اختلاف ارتفاع پادگانه‌های اطراف رود طالقان، بالآمدگی و بهم ریختگی در ناهمواری‌های اطراف دره و باریک‌شدگی دره، همه نشان از تأثیر زمین‌ساخت روی لندفرم‌های منطقه مورد مطالعه دارد.

وجود دگرشیبی در رسوبات

به‌طور کلی رسوبات با توجه به شرایط موجود در منطقه، رسوب می‌کنند. گاهی رسوب‌گذاری در محیطی آرام صورت می‌گیرد، اما شرایطی که بعد از رسوب‌گذاری در منطقه به‌وجود می‌آید، باعث تغییر در چینه‌بندی رسوبات می‌شود. یکی از این تغییرات، وجود دگرشیبی زاویه‌ای بین رسوبات است؛ به این صورت که یکی از چینه‌ها نسبت به چینه بالایی دارای زاویه شده و دچار دگرشیبی می‌شود (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. دگرشیبی بین رسوبات معادل سازند قرمز فوقانی در زیر و رسوبات کواترنری در بالا

دو فلش موجود در شکل ۱۰، به جهت چینه‌بندی این منطقه اشاره دارد و وجود دگرشیبی را بین دو سری از رسوبات نشان می‌دهد. وجود این دگرشیبی‌ها در منطقه، یکی از شواهد تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی دره طالقان روی لندفرم‌های منطقه است. بر این اساس ابتدا رسوب‌گذاری صورت‌گرفته و بر اثر فشار ناشی از فعالیت‌های گسل‌ها لایه قدیمی‌تر، در یک زاویه متفاوت نسبت به لایه جدیدتر قرار می‌گیرد و دگرشیبی زاویه‌ای را ایجاد می‌کند.

پادگانه‌های اطراف طالقان رود

طبق نظریه پرفسور رنال، شرایط آب‌وهوایی دوره کواترنری در ایران، شبیه به شمال آفریقا بوده و پادگانه‌های به جا گذاشته آبرفتی، طی دوره‌های بارانی و بین بارانی تشکیل شده‌اند (احمدی، ۱۳۷۸: ۴۶۶). دوره کواترنری در منطقه مورد

مطالعه از پنج پادگانه آبرفتی تشکیل شده است که از میان آنها، سه پادگانه به‌راحتی در منطقه شناسایی می‌شوند و تأثیرات زمین‌ساخت روی آنها مشخص است (محمودی، ۱۳۸۳).

الف) پادگان جنگ ترویا: این پدیده جدیدترین پادگانه دوره کواترنری است که در حاشیه طالقان رود قرار دارد. رسوبات آن شامل قلوه‌سنگ، سنگ‌ریزه، شن درشت و مواد ریز مانند لای و رس هستند. شیب پادگانه تا ۳ درصد است، در محدوده ارتفاعی ۱۷۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته و در بعضی از نواحی هنگام طغیان رودخانه، به زیر آب می‌رود. سن این پادگانه ۳۵۰۰ سال تخمین زده می‌شود.

ب) پادگانه وورم: دومین پادگانه آبرفتی دوره کواترنری محسوب می‌شود. این پادگانه در بخش اصلی مخروط‌افکنه که شیب به نحو محسوس کاهش می‌یابد، تشکیل شده است. از نظر دانه‌بندی رسوبات، شامل رس و لای است و عناصر درشت به‌ندرت در آن یافت می‌شود. شیب این پادگانه در محدوده ۳ تا ۱۰ درصد واقع شده و اغلب زمین‌های زراعتی، به‌ویژه زراعت‌های آبی، در این پادگانه قرار گرفته است. سن این پادگانه بین ۱۲ تا ۱۵ هزار سال برآورد می‌شود.

ج) پادگانه ریس: این پادگانه سومین پادگانه دوره کواترنری بوده که نتیجه تخریب سازندهای دوران‌های گذشته در منطقه است. شرایط آب‌وهوای این دوره با دوره‌های نیمه‌خشک و خشک مشخص می‌شود. این پادگانه، اغلب به‌وسیله مراتع اشغال شده و شیب آن در منطقه طالقان بین ۱۰ تا ۲۰ درصد و گاهی بیشتر است. علت اساسی آن، وجود نئوزمین‌ساخت روی این پادگانه است که موجب افزایش شیب و اختلاف ارتفاعی نسبی بین پادگانه ورم و ریس (حدود ۶۰۰ متر) شده است. به‌سبب این امر پادگانه ریس، دچار بالآمدگی شده و رودخانه طالقان فرونشین شده است. سن این پادگانه ۱۲۰ هزار سال تخمین زده می‌شود (شکل ۱۱).

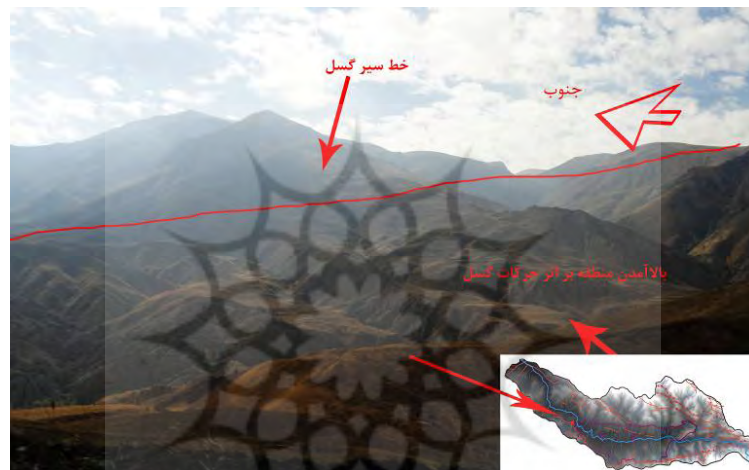


شکل ۱۱. توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای در دره طالقان

در این شکل اختلاف ارتفاع پادگانه ریس نسبت به پادگانه وورم و همین‌طور آشفتگی که در لایه‌های این پادگانه وجود دارد، کاملاً مشخص است.

بالآمدگی و بهم ریختگی در ناهمواری‌های اطراف دره

وجود گسل‌های اصلی و فرعی در این منطقه، به‌خصوص در قسمت پایین‌دست حوضه و در نزدیکی سد طالقان، آثار و شواهد بزرگ و کوچکی را از خود بر جای گذاشته است. یکی از این آثار، وجود بهم ریختگی و گسل خوردگی در راستای خط‌السییر گسل اصلی طالقان، در ناهمواری‌های این منطقه است. این گسل که گسلی رورانده نامیده می‌شود، باعث شده از یک سو ارتفاع منطقه افزایش یابد و از سویی دیگر، شیب آن به سمت شرق حوضه بیشتر شود. این بالآمدگی در قسمت چپ حوضه با محاسبه شاخص AF در قسمت پیش نیز به‌دست آمد. شکل ۱۲ خط‌السییر گسل طالقان را مشخص کرده است که به خوبی می‌توان شیب آن را مشاهده کرد.



شکل ۱۲. بالآمدگی بخش جنوبی حوضه

باریک‌شدگی دره

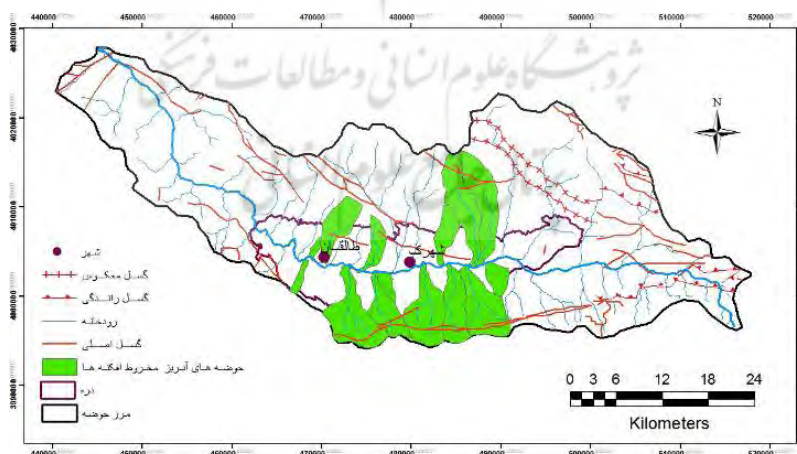
یکی دیگر از آثار زمین‌ساخت را می‌توان در باریک‌شدن قسمتی از دره طالقان دید. این پدیده نیز به‌دلیل وجود گسل اصلی طالقان که از غرب منطقه می‌گذرد، رخ داده است و با حرکت فشاری خود، باعث شده که دره طالقان در این قسمت باریک شود. در شکل ۱۳ می‌توان این باریک‌شدگی را با توجه به خط‌السییر گسل مشاهده کرد.



شکل ۱۳. باریک‌شدگی دره

بحث و نتیجه‌گیری

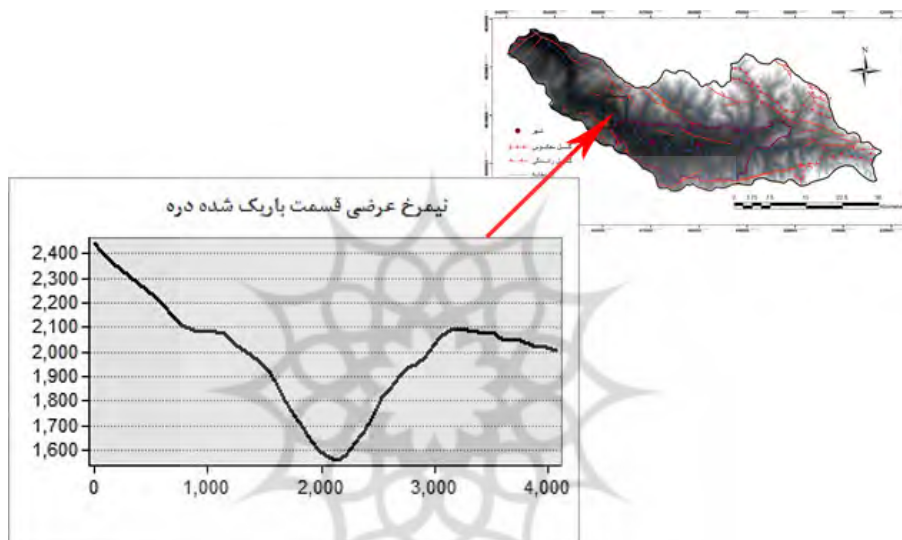
میزان فعالیت زمین‌ساختی منطقه با استفاده از شاخص‌ها محاسبه شد، اما این میزان برای هر شاخص به مورفولوژی دره وابسته است. بنابر محاسبه کلی که برای شاخص‌ها انجام گرفت، میزان فعالیت زمین‌ساختی دره متوسط ارزیابی شد، ولی به‌دست آوردن این طبقه که از میانگین میزان شاخص‌ها به‌دست آمد، وابستگی زیادی به مورفولوژی دره دارد. محاسبات نشان داد که شاخص SL، یکی از شاخص‌هایی است بیشترین تأثیر را از مورفولوژی منطقه گرفته است. در محاسبات انجام شده، میزان شاخص SL ($SL = 255/07$) در مقایسه با دیگر شاخص‌ها، نتیجه یکسانی را نشان نداد که از دلایل این امر می‌توان به قرارگیری رودخانه در دره و کم‌بودن شیب رودخانه و نیز، شیب توپوگرافی منطقه اشاره کرد. در واقع این قسمت رودخانه که محاسبه شاخص روی آن انجام گرفت، در یک ناودیس واقع شده و دارای شیب توپوگرافی کمی است. شاخص وسعت مخروط‌افکنه ($AF = 0/94$) همبستگی زیادی را نشان می‌دهد. این شاخص که از نسبت وسعت حوضه به وسعت مخروط به‌دست آمده، نشان‌دهنده آن است که وسعت‌گرفتن مخروط‌های منطقه بیش از آنکه تابع زمین‌ساخت باشند، تابع وسعت حوضه‌ها هستند. این مخروط‌ها به‌خصوص مخروط‌های با مساحت بیشتر، اکثراً در بالادست دره قرار دارند؛ در صورتی که ما هرچه به سمت پایین حوضه می‌رویم، گسل‌ها و فعالیت‌های زمین‌ساختی افزایش می‌یابد. بدین ترتیب تأثیر این فعالیت‌ها در وسعت مخروط‌ها کاهش می‌یابد. در بررسی شاخص شیب مخروط‌افکنه ($SF = 0/51$) همبستگی بالایی دیده شد و می‌توان نتیجه گرفت که شیب مخروط‌ها تابعی از شیب حوضه است. دلیل این امر قرار گرفتن اکثر این مخروط‌ها در قسمت چپ دره است. این قسمت از دره به‌دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی دچار بالآمدگی شده و بدین ترتیب شیب آن بیشتر شده است (شکل ۱۴)



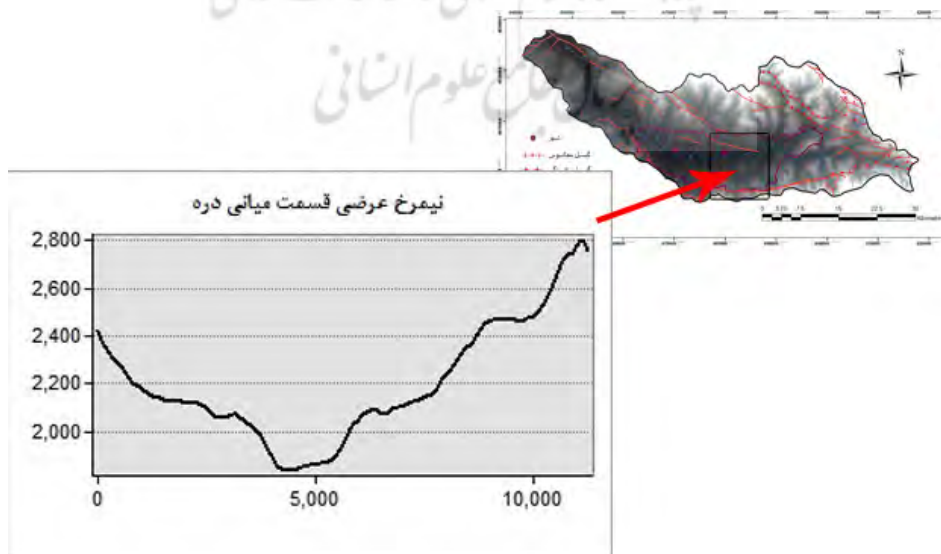
شکل ۱۴. موقعیت حوضه‌های مخروط‌افکنه‌ها نسبت به گسل‌ها

مقدار شاخص عدم تقارن آبراهه ($AF = 40/7$) نیز نشانگر کج شدگی زمین‌ساختی حوضه در ساحل چپ (نیمه جنوبی حوضه) است، به‌ویژه در قسمت انتهایی حوضه جایی که وجود گسل‌ها در این منطقه حس می‌شود. همین‌طور قسمت غرب حوضه بر اثر حرکات زمین‌ساختی گسل‌های اصلی طالقان که از این منطقه عبور می‌کنند، کج شدگی و

بالآمدگی حوضه را شاهد هستیم. شاخص گرادیان طولی رودخانه ($S = 1/0.88$) نشان از عدم تعادل رودخانه دارد و این عدم تعادل به‌خصوص در پایین دست دره، به‌سبب وجود گسل‌های منطقه است. شاخص VF ($0/57$) بیانگر مورفولوژی و شکل دره است که عدد به‌دست‌آمده، ایجاد دره‌های V شکل در منطقه را نشان می‌دهد. ایجاد چنین دره‌هایی تحت تأثیر زمین‌ساخت است. این تغییر شکل دره (V شکل شدن)، به‌خصوص در قسمت پایین دست آن کاملاً محسوس است تا جایی که دره تبدیل به تنگ می‌شود و این درست در محلی است که گسل طالقان با فاصله بسیار نزدیکی از غرب آن عبور می‌کند و منطقه دچار بالاآمدگی و بهم ریختگی در ناهمواری‌ها می‌شود (شکل ۱۵ و ۱۶).



شکل ۱۵. نیمرخ عرضی دره در قسمت باریک شده



شکل ۱۶. نیمرخ عرضی دره در قسمت میانی

منابع

- احمدی، ح. (۱۳۷۸). ژئومورفولوژی کاربردی، جلد اول (فرسایش آبی)، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- پور کرمانی، م.؛ صدیق، ح. (۱۳۸۲). پدیده‌های ژئومورفولوژیکی حاصل از گسل تبریز، جغرافیا و توسعه، شماره ۲، صص. ۳۷-۴۴.
- تقیان، ع. (۱۳۸۸). تحلیل سیستم‌های شکل‌زای کوآترنری در دامنه‌های کرکس. پایان‌نامه دکترای به راهنمایی دکتر مجتبی یمانی و دکتر ابراهیم مقیمی. دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- تقی‌پور، ک.؛ ستارزاده، ی. عباسی، م. ر. (۱۳۸۱). شواهد تکتونیک فعال در امتداد گسل شمال تبریز، بیست‌ودومین گردهمایی علوم زمین، تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. یکشنبه ۱۳ آذر ۱۳۸۴.
- توکلی‌زاده، م. الماسیان، م. روشن بخت، ک. (۱۳۸۸). مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک در گستره کاشان (سامانه گسلی قم - زفره). فصلنامه زمین؛ سال چهارم، شماره ۳، صص. ۳۷-۵۱.
- حاجی علی بیگی، ح. (۱۳۸۰). مورفوتکتونیک حوضه تهران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. تهران: دانشگاه شهید بهشتی.
- خاوری، ر.؛ قرشی، م.؛ خسرو تهرانی، خ.؛ آرین، م. (۱۳۸۹). نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه رودخانه کرج در دامنه جنوبی البرز مرکزی، شمال ایران. مجله علوم زمین. دوره ۱۹، شماره ۷۵، صص. ۶۵-۷۴.
- خردمند، ب.؛ پور کرمانی، م.؛ هدایتی، م. (۱۳۸۰). تعیین زمین‌ساخت فعال با استفاده از مورفولوژی مسیر رودخانه‌ها با نگرشی ویژه بر راندگی زردکوه و تاقدیس پز (جنوب شرق لرستان). بیست‌مین گردهمایی علوم زمین. تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پنجشنبه ۱۸ بهمن.
- رجایی، ع.؛ کرمی، ف. (۱۳۸۳). نقش زمین‌ساخت در تحول زمین‌ریخت‌شناسی پایکوه‌های شمالی کوه بزقوش. نشریه علوم زمین؛ سال سیزدهم، شماره ۵۱-۵۲، صص. ۶۸-۷۷.
- رضایی‌مقدم، م. ح.؛ مقامی مقیم، غ.؛ رجبی، م. (۱۳۸۴). عوامل مؤثر در شکل‌گیری و گسترش مخروط‌افکنه رودخانه روئین در دامنه جنوبی آلاداغ در شمال شرقی ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۹، صص. ۸۰-۶۴.
- سلطانی سیسی، غ. (۱۳۸۴). وضعیت مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک شهرستان شبستر، بیست‌ویکمین گردهمایی علوم زمین، تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سه شنبه ۱۹ مهر.
- سلیمانی، ش. (۱۳۷۷). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیک فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه‌شناسی. چاپ اول. تهران: مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- عبادیان، س. (۱۳۷۹). تحلیل ساختاری و زمین‌ساختی تاقدیس سبزپوشان بر اساس آنالیزهای مورفوتکتونیک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، تهران: دانشگاه شهید بهشتی.
- علائی طالقانی، م. (۱۳۸۲). ژئومورفولوژی ایران، تهران: انتشارات قومس.
- فریفته، ج. (۱۳۷۰). تحلیل‌های کمی در ژئومورفولوژی. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- کرمی، ف. (۱۳۸۸). ارزیابی ژئومورفیک فعالیت‌های تکتونیک در حوضه زهکشی سعیدآباد چای. مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۹، صص. ۶۷-۸۲.
- کمیحانی، ا. (۱۳۸۱). بررسی ریخت‌زمین‌ساخت و نوزمین‌ساخت در گستره جنوبی شهر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

- گورابی، ا. (۱۳۸۷). تأثیر نوزمین ساخت بر تحول لندفرم‌های کواترنری در ایران مرکزی، پایان‌نامه دکترای به راهنمایی دکتر مجتبی یمانی و دکتر محمد رضا قاسمی، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا.
- گورابی، ا. و نوحه‌گر، ا. (۱۳۸۶). شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰ صص. ۱۷۷-۱۹۶.
- محمودی، ف. (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی دینامیک. انتشارات دانشگاه پیام نور. تهران.
- مختاری، د. (۱۳۸۵). کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در تعیین میزان فعالیت گسل‌ها (مورد نمونه: گسل شمالی میشو). مجله علوم زمین، شماره ۵۹، صص. ۷۰-۸۳.
- مددی، ع. رضایی‌مقدم، م. رجایی، ع. (۱۳۸۱). تحلیل فعالیت‌هایی نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش (باغ‌روداغ). مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۸، صص. ۱۲۳-۱۳۸.
- مقصودی، م. (۱۳۸۷). بررسی عوامل مؤثر در تحول ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروط‌افکنه جاجرود). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص. ۹۲-۷۳.
- مقصودی، م.؛ کامرانی دلیر، ح. (۱۳۸۷). ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها (مطالعه موردی: مخروط‌افکنه جاجرود)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی؛ پاییز، شماره ۶۵، صص. ۷۳-۹۲.
- ملک، ع. (۱۳۷۷). کاربرد شاخص‌های مورفومتریک در مطالعات نئوتکتونیک بخش‌های جنوبی البرز مرکزی، پایان‌نامه به راهنمایی دکتر احمد زمانی. دانشگاه شیراز.
- موسوی حرمی، ر.؛ محبوبی، ا.؛ خانه‌باد، م.؛ متین‌فر، ح. (۱۳۸۱). آیا ممکن است اندازه دانه در رودخانه‌ها به طرف پایین‌دست افزایش یابد؟ (برای مثال: رودخانه کشف‌رود). چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تبریز.
- نائینی، ف. (۱۳۸۹). بررسی تأثیر تکتونیک بر حوضه‌های آبریز شمال تهران، پایان‌نامه برای اخذ درجه کارشناسی ارشد به راهنمایی دکتر مهران مقصودی، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا.
- نظری سامانی، ع.؛ قربانی، م.؛ کوهبنانی، ح. (۱۳۸۹). ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی حوضه طالقان در دوره ۱۳۶۶ تا ۱۳۸۰، مجله پژوهشی مرتع، سال چهارم، شماره سوم، صص. ۴۴۲-۴۵۱.
- Beaty, C.B., 1961, **Topographic Effect of Faulting of, Death Valley, California**, Annals of the Association of American of Geographers, Vol. 51, No. 2, PP. 234-240.
- Bull, W.B., 1984, **Tectonic, Geomorphology**. Journal of Geological Education, Vol. 32, No. 5, PP. 310-324.
- Burbank, W.D., Anderson, R., 2000, **Tectonic Geomorphology**, Blackwell Publisher, London.
- Burbank, W.D., Anderson, R., 2001, **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Science, Ltd.
- Chen, Y.C., Sung, Q., Cheng, K., 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, No. 1-2, PP. 109-137.
- Hamdouni, R. El., 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, No. 1-2, PP. 150-173.
- Harvey, A., 2002, **The Role of Base- Level Change in the Dissection of Alluvial Fans: Case Studies From Southeast Spain and Nevada**, Geomorphology, Vol 45, No. 1-2, PP. 67-87.

- Keller, E. A. and Pinter, N., 2002, **Active Tectonics- Earthquakes, Uplift and Landscape**, 2nd Edition, Prentice Hall, London.
- Keller, E.K., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999, **Geomorphic Criteria to Determine Direction Oflateral Propagation of Reverse Faulting and Folding**, *Geology*, Vol. 27, No. 6, PP. 515-518.
- Lecce, S.A., 1990, **The Alluvial Fan Problem**, In: Rachocki and charch (eds) *Alluvial Fans: Afield: approach-* John Wiley- Sons.
- Li, Y., Yang, J., Tan, L., Duan, F., 1999, **Impact of Tectonics on Alluvial Landforms in Hexi Corridor, Northwest China**, *Geomorphology*, Vol. 28, No. 3-4, PP. 299-308.
- Malik, J., Mahanty, C., 2006, **Active Tectonic Influence on the Evolution of Drainage and Landsca Pe: Geomorphic Signatares from Fronal and Hinterl and Areas Along the Nortwestern Himalaya, India**, *Journal fasin. Indi, Journal Fasin*, Vol. 35, PP. 253-267.
- Necea, D., Fielitz, W., Matesnco, L., 2005, **Latepliocene- Quaternary in the Frontal Part of the SE Carpathians: Insights from Tectonic Geomor Phology**, *Tectonphysics*, Vol. 410, No. 1-4, PP. 137-156.
- Yang, C.C.B., Chen, W.S., Wu, L.C., Lin, Ch., W., 2007, **Active Deformation front Delineated by Drainage Pattern Analaysis and Vertical Movementrates, Soathwestern Costal Plain Taiwan**, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 31, No. 3, PP. 251-264..
- Zelilidis, A., 2000, **Drainage Evolution in a Rifted Basin, Corinth Graben, Greece**. *Geomorphology*, Vol. 35, PP. 69-85.
- Zuchiewicz, W., 1998, **Quaternary Tectonics of the Outer West Carpathians, Poland**, *Tectonophysics*, Vol. 297, No. 1-4, PP. 121-132.