

ارزیابی تکتونیک فعال حوضه دینور (غرب ایران) با استفاده از تحلیل پارامترهای مورفومتریک

سعید نگهبان* - دانشیار بخش جغرافیا، دانشکده اقتصاد، مدیریت و علوم اجتماعی، دانشگاه شیراز

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۱۶

تاریخ ارسال: ۱۳۹۹/۰۵/۲۱

چکیده

شبکه‌های زهکشی به شدت تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی قرار می‌گیرد و ارزیابی پارامترهای مورفومتریک به درک بهتر وضعیت تکتونیک فعال در حوضه‌ها منجر می‌شود. شرایط زمین‌شناسی و وقوع زلزله‌های متعدد بیانگر وضعیت ناآرام تکتونیکی حوضه دینور بوده و تحلیل پارامترهای مورفومتریک شبکه زهکشی می‌تواند به درک بهتر وضعیت تکتونیک فعال این حوضه منجر شود. هدف اصلی از اجرای این مطالعه ارزیابی و شناخت وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن است. در این پژوهش از پانزده شاخص مورفومتریک برای ارزیابی وضعیت تکتونیک فعال استفاده می‌شود. با استفاده از آنالیز مؤلفه‌های اصلی پارامترهای مورفومتریک با بیشترین همبستگی انتخاب شد و بر اساس آن‌ها *Relative Active Tectonic Index* برای حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد زیرحوضه‌هایی با فعالیت تکتونیکی خیلی زیاد و زیاد ۹۱ درصد مساحت حوضه دینور را دربر گرفته‌اند. پراکنش فضایی زیرحوضه‌ها از نظر میزان فعالیت تکتونیکی نظم خاصی را در دو زون زمین‌شناسی سهند- سیرجان و زاگرس نشان نداده و این امر بیانگر فعالیت تکتونیکی در کل محدوده حوضه دینور بر اثر کوتاه‌شدگی فلات ایران و زون زاگرس تحت فشارش صفحه عربی است. شواهد ژئومورفولوژیکی و وقوع زلزله‌های دستگاهی از دیگر شاهد‌های فعال بودن تکتونیک منطقه در عصر حاضر است.

واژگان کلیدی: پارامترهای مورفومتریک، تکتونیک فعال، حوضه دینور، شاخص *RATI* شبکه زهکشی.

مقدمه

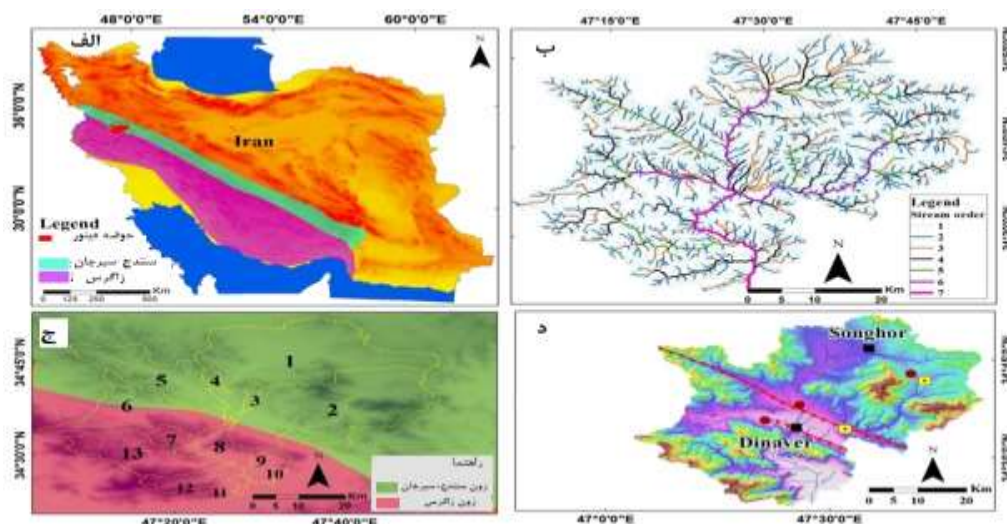
تکتونیک فعال به صورت حرکات نئوتکتونیکی که احتمال وقوع آن‌ها جوامع بشری را تهدید می‌نماید تعریف شده است (بوربانک و آندرسون، ۲۰۰۱: ۱۵). از جنبه کاربردی، مطالعات تکتونیک فعال از مباحث مهم در علوم زمین بوده و نتایج آن برای ارزیابی مخاطرات طبیعی و برنامه‌های توسعه و مدیریت کاربری اراضی کاربرد زیادی دارد (پدررا و همکاران، ۲۰۰۹: ۲۲۰). مناطق فعال تکتونیکی همواره با مخاطره زمین‌لرزه روبه‌رو بوده که حیات بشر و تأسیسات انسانی را با چالش جدی روبه‌رو می‌کند. کمی‌سازی فعالیت‌های تکتونیکی به درک بهتر در این زمینه منجر شده و پارامترهای مورفومتری شبکه زهکشی ابزاری مناسب برای نیل به این هدف است. استرالر (۱۹۶۴: ۱۲) آنالیز مورفومتریک را توصیف کمی از سیستم زهکشی معرفی می‌کند. تحلیل مورفومتری شامل محاسبه پارامترهای خطی، شکلی، ناهمواری، و شیب حوضه است (ناگ و چاکرابورتی، ۲۰۰۳: ۲۷). ارزیابی کمی شبکه‌های زهکشی تغییر شکل‌های تکتونیکی یا فرسایشی را در تکامل چشم‌انداز مشخص می‌کند (سگورا و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۰۴۵). در مناطق فعال تکتونیکی شبکه زهکشی رابطه بین فرایندهای سطحی و تغییر شکل‌های ساختاری را نشان داده. از این رو، پارامترهای مورفومتریک کارایی بالایی در

شناسایی مناطق فعال تکتونیکی دارند (چن و همکاران، ۲۰۰۳: ۱۲۱). در واقع، تحلیل مورفومتری شبکه زهکشی به تشخیص موقعیت ساختمان‌های فعال شناخت ناهنجاری‌های ساختاری (پوفهار و بالپاند، ۲۰۱۴: ۱۵۰۵) و شناخت تأثیرات لیتولوژیکی و تکتونیکی منجر می‌شود. راج (۲۰۱۲: ۷۲)، بهرامی (۲۰۱۳: ۹۱۶)، شوکلا و همکاران (۲۰۱۴: ۱۴۳۵)، سیدریتی و همکاران (۲۰۱۶: ۳۳۸)، بایسواز و همکاران (۲۰۰۶: ۳۸)، ارگیروس و همکاران (۲۰۱۷: ۹۸)، قوش و سیواکومار (۲۰۱۸: ۷۸)، شارما و موهانتی (۲۰۱۸: ۱۱۲)، و آناندا و پرادهان (۲۰۱۹: ۱۹۴۸) به ارزیابی تکتونیک فعال با استفاده از پارامترهای مورفومتریک پرداختند و نتایج این پژوهش‌ها نشان داد که این پارامترها نتایج قابل اطمینانی در ارزیابی و طبقه‌بندی تکتونیک فعال دارند. کشور ایران به دلیل تعدد، تنوع، تکرار، و شدت رخداد مخاطرات طبیعی جزو ده کشور بلاخیز جهان است (محمدی و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۲۵). ایران کشوری لرزه‌خیز است و در طی قرون گذشته ۱۳۰ زلزله و در طی قرن حاضر بیست زمین‌لرزه بزرگ با بیش از صد هزار نفر تلفات در آن رخ داده است (غفوری آشتیانی و همکاران، ۲۰۰۰: ۲۴۱). رشته‌کوه زاگرس بزرگ‌ترین واحد ساختمانی ایران است که با روند شمال غربی- جنوب شرقی کشیده شده است. در بخش شمال غربی یعنی محدوده استان ایلام و کرمانشاه امواج چین‌خوردگی در زاگرس بیشتر به صورت ساخت‌های طاق‌دیسسی و ناودیسسی مرکب تظاهر پیدا کرده است. از این رو، دشت‌های نسبتاً وسیع و کوه‌های پُر حجم از خصوصیات بارز این بخش از زاگرس بوده که در آن اغلب دشت‌ها منطبق بر ناودیس‌ها و برجستگی‌های آن حاصل طاق‌دیس‌هاست (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۱۵۳). زاگرس منطقه‌ای وسیع است که به طور پیوسته در معرض دگرشکلی فشاری و کوتاه‌شدگی پی‌سنگ ناشی از برخورد قاره‌ای عربستان- اوراسیا قرار گرفته است. بر اساس مطالعات GPS، کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی در بخش‌های مختلف زاگرس بین ۹ mm/yr در جنوب شرقی آن تا ۴ mm/yr در شمال غربی آن متفاوت است (والپرسدورف، ۲۰۰۶: ۱۰۷۸؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴: ۳۸۶). زون زاگرس از لحاظ تکتونیکی فعال بوده و بیش از ۵۰ درصد زلزله‌های ثبت‌شده در ایران در این زون رخ می‌دهد (میرزایی، ۱۹۹۷). شناخت و بررسی ویژگی‌های تکتونیکی که در طی کوه‌زایی میوپلیوسن و پاسادین عمل کرده و اشکال ژئومورفولوژی خاصی را به وجود آورده است از دیدگاه کاربردی با بسیاری از فعالیت‌های انسانی، به‌ویژه کشاورزی و باغداری در منطقه، ارتباط پیدا می‌کند. همچنین، شناخت و تبیین نقش فرایندهای تکتونیکی فعال گذشته و جدید و مقدار آن‌ها در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه می‌تواند نقش مهمی در مکان‌گزینی و مدیریت بهتر طرح‌ها و پروژه‌های محیطی ایفا کند. حوضه رودخانه دینور در حاشیه زون‌های زمین‌شناسی زاگرس مرتفع و سندانج- سیرجان واقع شده و گسل صحنه و گسل میانراهان از محدوده این حوضه عبور کرده و وقوع زلزله‌های تاریخی و دستگاهی بیانگر وضعیت ناآرام تکتونیکی در این حوضه است (شکل ۲). هدف از این پژوهش، مطالعه ارزیابی وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور با استفاده از تحلیل شاخص‌های مورفومتری شبکه زهکشی و طبقه‌بندی میزان فعالیت آن به وسیله Relative Active Tectonic Index بوده که در نهایت به شناخت دقیق‌تر از وضعیت تکتونیکی حوضه، طبقه‌بندی زیرحوضه‌های آن از نظر میزان فعالیت تکتونیکی، و ارزیابی پیامدهای احتمالی ناشی از آن منجر می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

حوضه دینور در استان کرمانشاه در غرب کشور ایران در عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}25'$ تا $34^{\circ}50'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}03'$ تا $47^{\circ}50'$ شرقی واقع شده است (شکل ۱- الف). این حوضه دارای ۱۳ زیرحوضه است و مساحت آن ۲۲۱۸ کیلومتر مربع است. حوضه دینور دارای الگوی شبکه زهکشی دندریتی است و زهکش اصلی آن دارای رتبه ۷ است

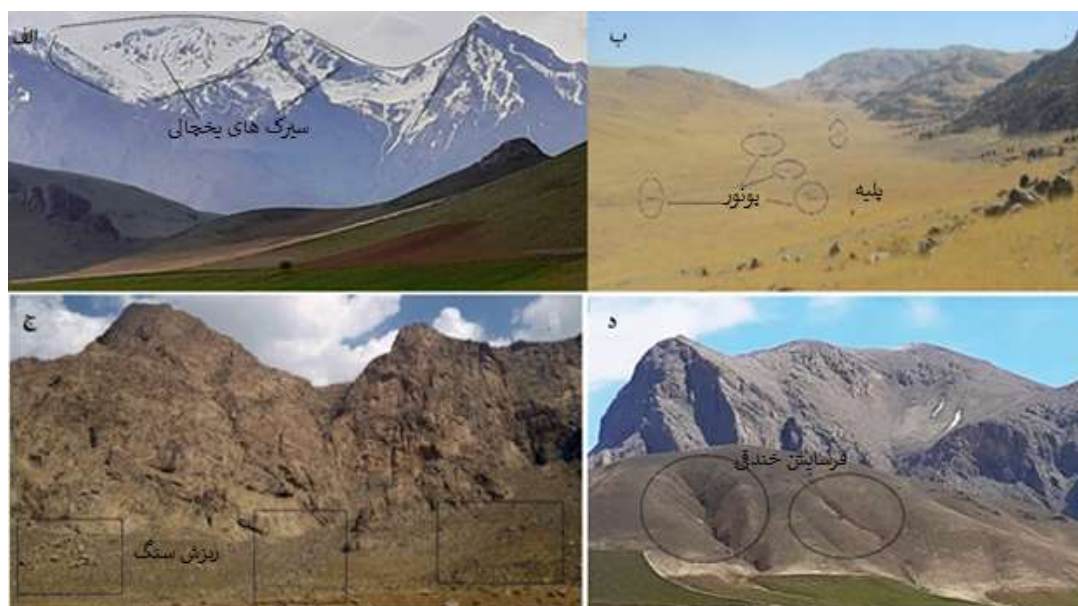
(شکل ۱-ب). ویژگی‌های اساسی حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن در جدول ۱ خلاصه شده است. این حوضه از نظر ژئومورفولوژی از سه واحد مجزای دشت‌های آبرفتی، تپه‌ماهور، و کوهستان تشکیل شده است. ارتفاعات دالاخانی، بیستون، و هجر عمدتاً از سازندهای کربناته تشکیل شده. از این رو، دارای ارتفاع زیاد، دامنه‌های پُرشیب، و ناهمواری بالاست. سیرک‌های یخچالی مهم‌ترین شواهد ژئومورفیک دوران‌های سرد گذشته در حوضه دینورند (شکل ۲-الف). زیرحوضه‌های ۷، ۸، ۹، ۱۱، ۱۲، و ۱۳ بخش‌هایی از زیرحوضه‌های ۲، ۶، و ۱۰ کارستی بوده و پلژه (شکل ۲-ب)، دولین، پونور، دره کارستی، چشمه، و انواع لایپه‌ها اصلی‌ترین لندفرم‌های کارستی در این زیرحوضه‌ها می‌باشند. تالوس و ریزش ناشی از تخریب فیزیکی از دیگر لندفرم‌ها در دامنه‌های پُرشیب نواحی کوهستانی منطقه مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۲-ج). واحد تپه‌ماهور از سازندهای فرسایش‌پذیر شیلی و مارنی تشکیل شده و لندفرم غالب آن اشکال ناشی از فرسایش آب‌های جاری از جمله گالی است (شکل ۳-د). در واحد دشت نیز لندفرم‌های حاصل از فرسایش و رسوب‌گذاری آب‌های جاری همچون بستر رودخانه، مخروط‌افکنه‌ها، و پادگانه‌ها شکل گرفته‌اند.



شکل ۱. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن

Basin - Sub Basin	Area(A) (km ²)	Perimeter (p) Km	Basin Length (Lb) Km	Stream number (Nu)	Stream Length (Lu) Km	Max Elevation m	Min Elevation m	Order basin
Dinaver	۲۲۱۸	۴۰۶	۱۰۱	۵۵۶۷	۵۲۸۱	۳۳۰۵	۱۲۷۱	۷
۱	۵۴۸	۱۹۱	۴۹	۱۰۳۳	۱۱۸۳	۳۳۹۵	۱۴۴۰	۶
۲	۵۷۱	۱۸۳	۵۱	۱۷۸۷	۱۵۴۰	۳۳۰۵	۱۳۳۲	۶
۳	۲۲	۴۹	۱۲	۴۱	۴۹	۲۳۷۸	۱۳۳۲	۴
۴	۱۷	۲۷	۱۷	۴۴	۳۹	۲۴۵۹	۱۴۴۰	۳
۵	۲۳۴	۱۲۴	۳۵	۶۳۱	۶۵۸	۲۶۴۷	۱۳۷۶	۵
۶	۲۸۳	۱۴۸	۳۶	۶۶۴	۶۲۸	۲۹۶۲	۱۳۳۲	۶
۷	۳۸	۴۳	۱۲	۱۰۴	۸۹	۲۶۹۱	۱۳۰۲	۷
۸	۱۳۷	۱۷۱	۳۲	۳۳۱	۳۲۸	۲۵۳۹	۱۲۷۱	۶
۹	۲۱	۲۸	۸	۴۶	۵۶	۲۴۲۷	۱۳۷۶	۴
۱۰	۳۷	۴۳	۱۰	۶۷	۸۷	۲۲۶۵	۱۳۷۲	۴
۱۱	۲۱	۲۹	۷	۴۵	۴۰	۲۸۳۳	۱۳۷۲	۴
۱۲	۷۶	۶۷	۱۹	۱۶۴	۱۵۴	۳۲۳۴	۱۳۷۴	۴
۱۳	۲۰۹	۱۱۸	۳۴	۶۴۷	۴۹۶	۳۰۹۷	۱۲۸۰	۵



شکل ۲. نمونه‌ای از لندفرم‌های منطقه مورد مطالعه: الف) سیرک یخچالی؛ ب) بلیه؛ ج) ریزش؛ د) خندق

زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

حوضه دینور در محدوده‌ای تکتونیزه و در حاشیه دوضفحه قاره‌ای واقع شده است. امتداد گسل دینور مرز دو زون زمین‌شناسی بوده و نیمه جنوبی حوضه دینور در زون زاگرس شکسته (شمال غرب زاگرس) و نیمه‌ای شمالی آن در زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۳- الف). در زون زاگرس مرتفع واحدهای کربناته بیستون^۱، سازند کربناته^۲، و رادیولاریت^۳ در ارتفاعات بیستون و هجر رخمون دارند. در زون سنندج- سیرجان به علت دخالت فرایندهای ماگماتیسم و دگرگونی و رخمون سنگ‌های افیولیت‌ها تنوع لیتولوژیکی بیشتر از زون زاگرس مرتفع است. افیولیت‌ها^۴، واحدهای آتشفشانی^۵، و سازند فیلیسی^۶ در اطراف دره گسلی رخمون دارند (شکل ۳). سازند کربناته ارتفاعات دالاخانی مرکز حوضه را پوشانده است. سنگ‌های میتامورفیک و سازند شیست در کوهپایه‌های ارتفاعات دالاخانی رخمون دارند. نهشته‌های کواترنری Qt1 به صورت پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و مخروط‌افکنه‌ها در کوهپایه‌ها و حواشی دشت‌های حوضه و نهشته‌های کواترنری Qt2 به صورت پادپانه‌های جوان و مخروط‌افکنه‌ها در سطح دشت‌های حوضه رخمون دارند. حوضه دینور از نظر ساختمانی از صفحات رانده تشکیل شده، که غالباً به صورت ساختمان دوپلکس، کلیپ، و روزنه‌های تکتونیک می‌باشند. به هم‌ریختگی ساختمان‌های ایجادشده و وجود گسل‌های معکوس و تراستی بیانگر تکتونیزه‌بودن این حوضه است. گسل صحنه مهم‌ترین گسل حوضه دینور است. این گسل حدود ۱۰۰ کیلومتر طول دارد و از سه تکه تشکیل شده و دارای روند شمال غرب- جنوب شرقی است. گسل صحنه دارای حرکت راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس است (میرزایی و قیطانچی، ۲۰۰۲: ۲۴۲). این گسل بسیار فعال بوده و حتی جوان‌ترین رسوبات را نیز جابه‌جا کرده است (علوی، ۲۰۱۹: ۱۸۴). گسل میانراهان دیگر گسل اصلی حوضه بوده و یک گسل نرمال راست‌الغز راست‌بر و فعال با روند

1. TRKb2, TRjr, Kb1, Jb3

2. Mq1

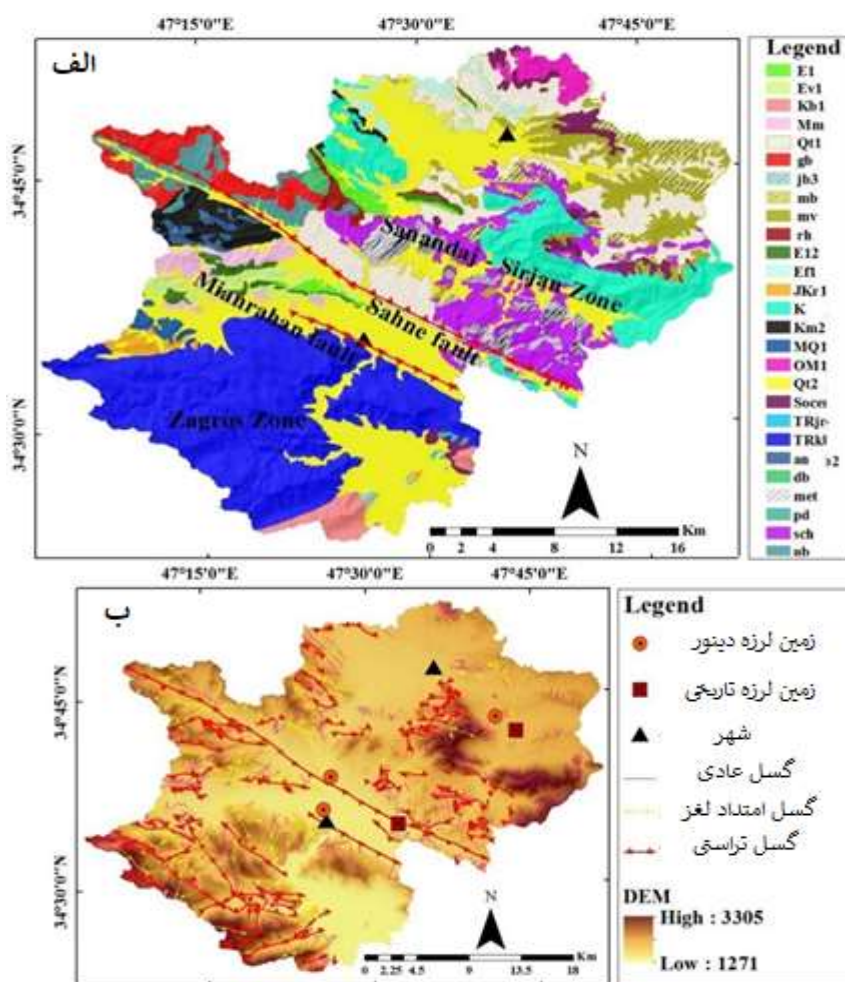
3. Jkr1

4. gb, pd, ub, db

5. gb, an, rh

6. E1

شمال غربی - جنوب شرقی است. زمین لرزه ۱۴ آوریل ۲۰۰۲ با بزرگی ۵٫۴ به این گسل نسبت داده شده است (میرزایی و قیطانچی، ۲۰۰۲: ۲۴۵). گسل‌های فرعی حوضه دینور سه دسته‌اند: دسته اول از نوع شکستگی‌های ریدل در یک پهنه برشی بوده و در اطراف پهنه برشی گسل صحنه قرار دارند و دارای راستای شمال غربی - جنوب شرقی‌اند. دسته دوم معادل شکستگی‌های آنتی ریدل در یک پهنه برشی بوده که زاویه بزرگی با راستای پهنه برشی اصلی می‌سازند. این گسل‌ها در یک پهنه برشی‌اند. دسته سوم گسل‌های نرمال بسیار جوان و فعال بوده که بیشتر آن‌ها در اثر فروافتادگی دشت دینور به وجود آمده‌اند (علوی، ۲۰۱۹: ۱۸۶). به طور کلی، تراکم گسل در زون زاگرس مرتفع و منطقه مرزی بین دو زون زمین‌شناسی بیشتر است (شکل ۳-ب). در حوضه دینور در طی ۱۰۰۰ سال گذشته سه زلزله بزرگ تاریخی رخ داده، که در منابع تاریخی قابل ردیابی‌اند. همچنین، دو زلزله دستگاهی با بزرگای ۶٫۷ و ۵٫۴ به ترتیب در سال‌های ۱۹۵۷ و ۲۰۰۲ در این حوضه رخ داده است (شکل ۳-ب).



شکل ۳. الف) نقشه لیتولوژی و زون‌های زمین‌شناسی حوضه دینور؛ ب) نقشه گسل‌ها و زلزله‌های رخ داده در سطح حوضه دینور

مواد و روش‌ها

داده‌های پژوهش شامل (30 m) ASTER DEM، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی ایران (شیت‌های کرمانشاه، میانراهان، هرسین، و سنقر) و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی (شیت‌های 5459III، 5459II، 5459III، 5458I، 5558IV، 5459IV، 5459I، 5559IV) است. در طی بازدیدهای میدانی ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی حوضه دینور بررسی شد. در ادامه با استفاده از DEM منطقه، محدوده حوضه دینور، زیرحوضه‌ها، و شبکه زهکشی آن استخراج شد و رتبه‌بندی آبراهه‌ها بر اساس روش استرالر انجام گردید. سپس، ویژگی‌های ژئومتری حوضه (مساحت، محیط، و طول حوضه)، ویژگی‌های شبکه زهکشی (تعداد و طول آبراهه‌ها)، و ویژگی‌های توپوگرافی (حداقل، میانگین، و حداکثر ارتفاع) حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن محاسبه شد. در ادامه مقادیر شاخص‌های مورفومتریک شامل شش پارامتر Linear، شش پارامتر Aerial، و سه پارامتر Relief (جدول ۲) برای حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن محاسبه شد. سپس، با استفاده از آنالیز مؤلفه‌های اصلی پارامترهای تأثیرگذار انتخاب شد. بر اساس مقادیر این پارامترها و روش Relative Active Tectonic Index (قوش و سیوکومار، ۲۰۱۸) وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن برآورد و طبقه‌بندی شد. در نهایت، با مدنظر قراردادن شرایط زمین‌ساختی، لیتولوژیکی و ژئومورفولوژی حوضه مورد مطالعه وضعیت تکتونیک فعال و تفاوت‌های فضایی آن در حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن مشخص گردید.

شاخص تکتونیک نسبی فعال^۱ (RATI)

این شاخص مبنای آماری دارد و مبتنی بر آنالیز مؤلفه‌های اصلی (PCA)^۲ است. در این روش بر اساس درصد واریانس و مقادیر ویژه^۳ آن مؤلفه‌های اصلی با بیشترین مقدار ($\text{eigenvalue} > 1$) برای مقایسه پارامترهای مورفومتریک مشخص می‌شود. سپس، پارامترهایی که در مؤلفه‌های اصلی بیشترین همبستگی را دارا بوده‌اند برای محاسبه RATI انتخاب می‌شوند (قوش و سیوکومار، ۲۰۱۸). وزن (w) هر یک از پارامترهای انتخابی بر اساس مؤلفه‌های اصلی تعیین می‌شود. پارامتری که در PCA1 انتخاب می‌شود بیشترین وزن را به خود اختصاص می‌دهد. پارامتر r حاصل رتبه‌بندی پارامترهای مورفومتریک انتخابی در زیرحوضه‌هایی بر اساس مقادیر آنهاست. پارامترهای مورفومتریک با بیشترین مقادیر رتبه ۱ و پارامترهایی با کمترین مقادیر رتبه ۵ را به خود اختصاص می‌دهند. رتبه ۱ دلالت بر فعالیت تکتونیک بیشتر و رتبه ۵ نشان‌دهنده فعالیت کم تکتونیک است. در ادامه مقدار ترکیب (compound value) بر اساس معادله ۱ محاسبه می‌شود. سپس، بر اساس معادله ۲ زیرحوضه‌های مورد مطالعه از نظر فعالیت تکتونیک طبقه‌بندی می‌شود (قوش و سیوکومار، ۲۰۱۸).

$$CP_w = GI_r * GI_w \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$IRAT = \sum CP_w \quad \text{رابطه (۲)}$$

1. Relative Active Tectonic Index
2. Principal Component Analysis (PCA)
3. variance percentage and eigenvalue

در این معادلات CP، compound weight، GI_r رتبه و GI_w وزن هر یک از پارامترهای انتخابی بوده و RATI نیز Relative Active Tectonic Index است. بر اساس مقادیر حاصل از پارامتر RATI به پنج طبقه فعالیت تکتونیک خلی کم، کم، متوسط، زیاد، و خیلی زیاد تقسیم می‌شود.

جدول ۲. فرمول‌ها و پارامترهای مورفومتری

منبع	فرمول	پارامترهای مورفومتریک	
Horton (1945)	$Lur = Lsm / Lsm - 1$	(Lur)نسبت طول جریان	پارامترهای خطی
Schumm (1956)	$Rb = Nu / Nu + 1$	(Rb)نسبت انشعاب	
Guarnieri & Pirrotta(2008)	$Rbd(u-u+1) = Ndu / Nu + 1$	(Rbd)نسبت مستقیم انشعاب	
Guarnieri & Pirrotta(2008)	$R = Rb - Rbd$	(Ri)شاخص انشعاب	
Bahrami (2013)	$\Delta a = Ha_t / N1$	(Δa) شاخص ناهنجاری سلسله‌مراتبی	پارامترهای ناهمواری
Ciccacci et al.,(1986)	$ga = Ha_t / A$	(ga)شاخص تراکم ناهنجاری سلسله‌مراتبی	
Horton (1945)	$Fs = Nu / A$	فرکانس جریان (Fs)	پارامترهای ناهمواری
Horton (1945)	$Dd = Lu / A$	تراکم زهکشی (Dd)	
Horton (1945)	$Dt = Nu / P$	بافت زهکشی (Dt)	
Schumm (1956)	$Re = 1.128 \sqrt{A} / Lb$	(Re)نسبت طول	
Miller(1953)	$Rc = 4 \pi A / P^2$	(Rc)نسبت دایره‌ای	پارامترهای ناهمواری
Horton (1932)	$Rf = A / Lb^2$	فاکتور شکل (Rf)	
Strahler (1952)	$R = Hmax - Hmin$	(R)ناهمواری حوضه	
Schumm (1956)	$Rh = R / Lb$	(Rh)نسبت ناهمواری	
Strahler (1957)	$Rn = R * Dd / 1000$	(Rn)شماره ناهمواری	

بحث و نتایج

پارامترهای خطی

پارامترهای خطی وضعیت یک رودخانه و شاخه‌های آن را از ابتدا تا انتهای حوضه نشان می‌دهد (رامیس و همکاران، ۲۰۱۸)؛ این پارامترها تحت تأثیر چگونگی اتصال آبراهه‌ها و شرایط توپوگرافی و زمین‌شناسی حوضه‌ها قرار دارند (هاجم و همکاران، ۲۰۱۳). نسبت طول جریان^۱ یک پارامتر خطی مهم است که رابطه مهمی با مرحله فرسایش^۲ حوضه دارد (کانت و حسن، ۲۰۱۲). تغییرات مقادیر نسبت طول جریان با رتبه‌های مختلف در یک حوضه بیانگر اواخر مرحله جوانی در سیکل فرسایش است (سینگ و دویی، ۱۹۹۴: ۱۸). مقادیر پارامتر نسبت طول جریان در حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن بی‌نظم بوده و این حوضه در مرحله جوانی سیکل فرسایش قرار دارد. مقادیر این پارامتر از شرایط لیتولوژیکی تأثیرپذیری نداشته و در زیرحوضه‌های کارستی و غیرکارستی از نظم خاصی پیروی نمی‌کند. میزان پارامتر نسبت طول جریان در حوضه دینور ۰/۴۸ و در زیرحوضه‌های آن بین ۰/۴۸ تا ۱/۶ است (جدول ۲). بر اساس طبقه‌بندی آناندا و پرادهام (۲۰۱۹)، مقادیر پارامتر نسبت طول جریان ($Lur < 0.65$)، ($0.65 < Lur < 0.90$)، و ($Lur > 0.90$) به ترتیب بیانگر فعالیت‌های تکتونیک کم، متوسط، و زیاد است. بنابراین، زیرحوضه‌های ۳، ۷، و ۱۲ دارای فعالیت تکتونیک زیاد، زیرحوضه‌های ۵، ۶، و ۸ دارای فعالیت تکتونیک متوسط، و حوضه دینور و هفت زیرحوضه دیگر آن دارای فعالیت تکتونیک کم می‌باشند. هورتن (۱۹۴۵: ۲۹۴) نسبت انشعاب را به‌عنوان شاخص ناهمواری و برش^۳ تعریف کرده و

1. Stream length ratio (RL)
2. erosional stage
3. ndex of relief and dissections

محققان زیادی این شاخص را برای ارزیابی تأثیر کنترل‌های زمین‌شناسی بر ترتیب جریان‌ها^۱ به کار گرفته‌اند (موگاس و باهول، ۲۰۱۵: ۱۷). بر اساس طبقه‌بندی شوکلا و همکاران (۲۰۱۴: ۱۴۴۲)، حوضه‌هایی با مقادیر نسبت انشعاب (Rb) $4 < Rb < 3.5$ ، $3.5 < Rb$ به ترتیب دارای فعالیت تکتونیکی زیاد، متوسط، و کم می‌باشند. مقدار شاخص نسبت انشعاب در حوضه دینور ۴،۱۳ و در زیرحوضه‌های آن بین ۳،۳۳ تا ۶،۳۳ متغیر است (جدول ۳). بر اساس مقادیر این پارامتر زیرحوضه‌های ۳، ۹، و ۱۱ دارای فعالیت تکتونیکی کم، زیرحوضه‌های ۶ و ۱۰ دارای فعالیت تکتونیکی متوسط، و حوضه دینور و هشت زیرحوضه دیگر آن دارای فعالیت تکتونیکی زیاد می‌باشند. به طور کلی، مقادیر پارامتر نسبت انشعاب بیانگر ناهمواری زیاد و دخالت کنترل‌های ساختاری-زمین^۲ در شبکه زهکشی حوضه دینور و به خصوص زیرحوضه‌های ۴، ۵، ۷، و ۱۲ است. پارامتر نسبت مستقیم انشعاب^۳ شبکه زهکشی حوضه را بدون در نظر گرفتن ناهنجاری سلسله‌مراتبی در نظر می‌گیرد و برای محاسبه شاخص انشعاب کاربرد دارد. مقدار نسبت مستقیم انشعاب در حوضه دینور ۳،۱۸ و در زیرحوضه‌های آن بین ۲،۲۸ تا ۶،۲۵ متغیر است. شاخص انشعاب با آنومالی شبکه زهکشی در ارتباط است. علاوه بر آن، این شاخص اطلاعات زیادی درباره فرایندهای فرسایشی فعال و درجه تحول حوضه زهکشی ارائه می‌دهد (گوارنیری و پیروتا، ۲۰۰۸: ۲۶۵). با افزایش فعالیت تکتونیکی در حوضه مقدار شاخص انشعاب افزایش می‌یابد (بهرامی، ۲۰۱۳: ۹۲۱). میزان شاخص انشعاب حوضه دینور ۰/۹۵ بوده و میزان آن در زیرحوضه‌ها بین ۰،۱۳ تا ۲،۴۱ است (جدول ۳). زیرحوضه‌های ۲، ۵، ۷، ۸، ۱۲، و ۱۳ دارای بیشترین میزان شاخص انشعاب بوده و دارای بیشترین میزان فعالیت تکتونیکی‌اند. این زیرحوضه‌ها به شدت تکتونیزه بوده و شبکه زهکشی آن به شدت تحت تأثیر کنترل‌های ساختاری-زمین^۴ است. زیرحوضه‌های ۴ و ۹ بر اساس مقادیر پارامتر شاخص انشعاب دارای کمترین میزان فعالیت تکتونیکی‌اند. شاخص ناهنجاری سلسله‌مراتبی^۵ به ارزیابی ناهنجاری شبکه زهکشی از نظر نظم الگویی شبکه زهکشی می‌پردازد. جریان‌هایی با رتبه i که به جریان‌هایی با رتبه $i + 2 + 3i$ و ... وارد شوند جریان‌های ناهنجار بوده (بهرامی، ۲۰۱۳) و نظم سلسله‌مراتبی ندارند. این شاخص نسبت به فعالیت تکتونیکی بسیار حساس است و مقادیر بالای آن بیانگر فعالیت‌های تکتونیکی بیشتر است. میزان این شاخص در حوضه دینور ۲،۱۴ و در زیرحوضه‌ها بین ۰،۱۴ تا ۳،۶۳ متغیر است. مقادیر شاخص Δa حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۵، ۶، ۷، ۸، و ۱۳ بیانگر فعالیت‌های تکتونیکی زیاد و تأثیرپذیری شبکه زهکشی از کنترل‌های ساختاری-زمین^۶ است. سایر زیرحوضه‌ها دارای مقادیر شاخص Δa کمتر از ۱ است و این امر بیانگر فعالیت تکتونیکی کم در این زیرحوضه‌هاست (جدول ۳). شاخص تراکم ناهنجاری سلسله‌مراتبی به ارزیابی تأثیرات تکتونیکی بر شبکه زهکشی می‌پردازد و مقادیر بالای آن بیانگر فعالیت تکتونیکی زیاد است. مقادیر این شاخص در حوضه دینور ۴،۲۴ است که بیانگر ادامه فعالیت تکتونیکی در این حوضه است. زیرحوضه‌های ۸ و ۴ به ترتیب بیشترین و کمترین میزان این شاخص را دارا می‌باشند (جدول ۳). مقادیر شاخص تراکم ناهنجاری سلسله‌مراتبی در حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۵، ۶، ۷، ۸، و ۱۳ بیانگر آنومالی بالای شبکه زهکشی در واحد سطح بوده و بیانگر فعالیت تکتونیکی زیاد در آنهاست. بر اساس مقادیر پارامتر ga ، زیرحوضه‌های ۱۰ و ۱۲ دارای فعالیت تکتونیکی متوسط و زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۹، و ۱۱ دارای فعالیت تکتونیکی کم می‌باشند.

1. arrangement of streams
2. geo-structural
3. direct bifurcation ratio
4. geo-structural
5. Hierarchical Anomaly Index
6. geo-structural

جدول ۳. مقادیر پارامترهای مورفومتریک

پارامتر	دینور	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳
Lur	-/۴۸۶	-/۴۸۵	-/۶۲۵	۱/۰۶	-/۴۴۹	-/۷۰۹	-/۸۳۵	-/۶۳۳	-/۸۰۵	-/۴۱	-/۵۳۲	-/۵۵۵	۱/۱۴	-/۵۹۵
Rb	۴/۱۳	۴/۰۱	۴/۳۱	۳/۴۴	۶/۲۸	۴/۷۵	۲/۶۴	۵/۰۶	۴/۶۹	۳/۴۲	۳/۷۹	۳/۴۱	۵/۰۸	۴/۴۵
Rbd	۳/۱۸	۳/۱۵	۳/۱۳	۲/۶۶	۶/۲۵	۳/۲۸	۲/۷۴	۳/۰۶	۲/۲۸	۳/۲۹	۳/۰۳	۲/۹۱	۳/۶۵	۳/۸۵
Ri	-/۹۵	-/۸۶	۱/۱۸	-/۷۸	-/۱۳	۱/۴۷	-/۹	۲/۰۱	۲/۴۱	-/۱۳	-/۷۶	-/۵	۱/۴۳	۱/۱۵
Δa	۲/۱۴	۱/۵۶	۱/۹۹	-/۴۳	-/۱۴	۱/۶۰	۱/۶۳	۱/۱۱	۳/۶۳	-/۳۲	-/۵۹	-/۲۶	-/۸۸	۱/۳۲
ga	۴/۲۴	۲/۳	۴/۹۷	-/۶۳	-/۲۹	۳/۲۷	۲/۹۹	۲/۵	۸/۳	-/۵۲	۱/۰۵	-/۵۷	۱/۵	۳/۲۶
Fs	۲/۵	۱/۸۸	۳/۱۲	۱/۸۶	۲/۵۸	۲/۶۹	۲/۳۴	۲/۷۳	۲/۴۱	۲/۱۹	۱/۸۱	۲/۱۴	۲/۱۵	۳/۰۹
Dd	۲/۳۸	۲/۱۵	۲/۶۹	۲/۲۲	۲/۲۹	۲/۸۱	۲/۲۱	۲/۳۴	۲/۳۹	۲/۶۶	۲/۳۵	۱/۹	۲/۰۲	۲/۳۷
Dt	۱۳/۷	۵/۴۰	۹/۷۶	-/۸۳	۱/۶۲	۵/۰۸	۴/۴۸	۲/۴۱	۱/۹۳	۱/۶۴	۱/۵۶	۱/۵۵	۲/۴۴	۵/۴۸
Re	-/۵۲	-/۵۳	-/۵۲	-/۴۴	-/۲۷	-/۴۹	-/۵۲	-/۵۷	-/۴۱	-/۶۴	-/۶۸	-/۷۳	-/۵۱	-/۴۷
Rc	-/۱۷	-/۱۸	-/۲۱	-/۱۱	-/۲۹	-/۱۹	-/۱۶	-/۲۵	-/۰۶	-/۳۳	-/۲۵	-/۳۱	-/۲۱	-/۱۸
Rf	-/۳۱	-/۲۲	-/۲۱	-/۱۵	-/۰۵	-/۱۹	-/۲۱	-/۲۶	-/۱۳	-/۳۲	-/۳۷	-/۴۲	-/۲۱	-/۱۸
R	۲۹۳۴	۱۸۵۵	۱۹۷۳	۱۰۴۵	۱۰۱۹	۱۳۷۱	۱۶۲۹	۱۳۸۸	۱۲۶۸	۱۱۵۱	۹۹۳	۱۵۶۱	۱۹۶۰	۱۸۱۷
Rh	-/۰۲۰	-/۰۳۷	-/۰۳۸	-/۰۸۷	-/۰۵۹	-/۰۳۶	-/۰۴۵	-/۱۱۵	-/۰۳۹	-/۱۴۳	-/۰۹۹	-/۲۲۳	-/۰۳	-/۰۵۳
Rn	۴/۴۸	۴	۵/۳۲	۲/۳۲	۲/۳۳	۳/۵۷	۳/۶۱	۳/۲۵	۳/۰۳	۳/۰۶	۲/۳۳	۲/۹۷	۳/۹۷	۴/۳۱

پارامترهای ناحیه

این پارامترها تأثیر شرایط سنگ‌شناسی، ساختار زمین‌شناسی، اقلیم، و تاریخچهٔ برهنه‌سازی^۱ حوضه‌های آبریز را نشان می‌دهد (ام آر آپویتان، ۲۰۱۹: ۲۹۸). مقادیر بالای پارامتر فراوانی آبراهه حاکی از نفوذناپذیری مواد زیرسطحی، ناهمواری بالا، و کم‌بودن ظرفیت نفوذ است (پاتون و بکر، ۱۹۷۶: ۹۴۵). در طبقه‌بندی‌های ارائه‌شده توسط آناندا (۲۰۱۹) و شوکلا (۲۰۱۴)، مقادیر بالای این شاخص بیانگر فعالیت تکتونیک بیشتر است. میزان این پارامتر در حوضه دینور ۲٫۵ بوده و در زیرحوضه‌های آن بین ۱٫۸۱ تا ۳٫۱۲ متغیر است (جدول ۳). مقادیر پارامتر Fs بیانگر ناهمواری بالا و ادامهٔ فعالیت‌های تکتونیک در حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن است. پارامتر تراکم زهکشی تحت تأثیر شرایط اقلیمی، لیتولوژیکی، ساختارهای زمین‌شناسی، و ناهمواری سطحی قرار دارد (پارتا و پارتا، ۲۰۱۱: ۲۵۴) و میزان برش آبراهه‌های زمین^۲ را مشخص می‌کند. از این رو، شاهدهی برای مشخص کردن فعالیت‌های تکتونیک است (دوی و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۹). در طبقه‌بندی آناندا و پرادهان (۲۰۱۹) مقادیر بالای این پارامتر بیانگر تکتونیک فعال است. مقادیر پارامتر تراکم زهکشی حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن بیانگر تأثیر کم شرایط لیتولوژیکی و تأثیر زیاد کنترل‌های ساختاری-زمین‌شناسی بر مقادیر این پارامتر است. مقادیر پارامتر Dd بیانگر ادامهٔ فعالیت تکتونیک در حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن است. بافت

1. denudation

2. fluvial dissection of terrain

زهکشی^۱ یک مفهوم ژئومورفولوژیکی بوده و منعکس‌کننده شرایط لیتولوژیکی، ظرفیت نفوذ، ناهمواری، و توپوگرافی حوضه است (رای و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۲). حوضه‌هایی با مقادیر بافت زهکشی $(10 < Dt)$ ، $(5 < Dt < 10)$ ، و $(5 < Dt)$ به ترتیب دارای فعالیت تکتونیکی زیاد، متوسط، و کم می‌باشند (آناندا و پرادهان، ۲۰۱۹). میزان شاخص Dt در حوضه دینور ۱۳٫۷ بوده و در زیرحوضه‌های آن بین ۰٫۸۳ تا ۹٫۷۶ در نوسان است. نوسان مقادیر این پارامتر در زیرحوضه‌ها احتمالاً ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی بوده و عامل سنگ‌شناسی تأثیر چندانی در آن ندارد. بر اساس مقادیر شاخص Dt ، حوضه دینور دارای فعالیت تکتونیکی زیاد و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۵، و ۱۳ دارای فعالیت تکتونیکی متوسط و سایر زیرحوضه‌ها دارای فعالیت تکتونیکی کم می‌باشند. پارامتر نسبت کشیدگی به درک ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه زهکشی کمک می‌کند و مقدار آن بین ۱ برای حوضه‌های دایره ۰ تا ۰٫۵ برای حوضه‌های کشیده در نوسان است (سینگ و سینگ، ۱۹۹۷: ۳۷) و یک پروکسی شاخص برای ارزیابی حرکات تکتونیکی جوان است. مقادیر $(Re < 0.5)$ ، $(0.5 < Re < 0.75)$ ، و $(Re > 0.75)$ به ترتیب بیانگر وضعیت تکتونیک فعال، فعالیت تکتونیکی متوسط، و مناطق غیرفعال تکتونیکی است (کله و شجواکر، ۲۰۰۸: ۹۶۴). مقادیر شاخص Re تأثیرپذیری زیادی از لیتولوژی متنوع زیرحوضه‌ها ندارد و کشیدگی حوضه‌ها بیشتر ناشی از بالآمدگی تکتونیکی است. بر این اساس، زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۵، ۸، و ۱۳ دارای فعالیت تکتونیکی زیاد است و حوضه دینور و سایر زیرحوضه‌ها دارای فعالیت تکتونیکی متوسط‌اند. نسبت دایره‌ای یک اندازه‌گیری کمی برای تجسم شکل حوضه است (استرالر، ۱۹۶۴: ۱۲) و توسط لیتولوژی، ساختمان زمین، ناهمواری، شیب، اقلیم، فراوانی، و طول آبراهه کنترل می‌شود (رای و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۴). مقادیر بالای این پارامتر بیانگر شکل نزدیک به دایره حوضه و مقادیر کم آن نشان‌دهنده شکل کشیده حوضه است. مقادیر نسبت دایره‌ای $(Rc < 0.4)$ ، $(0.4 < Rc < 0.5)$ ، و $(0.5 > Rc)$ به ترتیب بیانگر مناطق با فعالیت تکتونیکی زیاد، متوسط، و کم است (شوگلا و همکاران، ۲۰۱۴). مقدار شاخص Rc در حوضه دینور 0.17 و در زیرحوضه‌های آن بین 0.06 تا 0.33 در نوسان است. بر اساس مقادیر شاخص دایره‌ای حوضه دینور و همه زیرحوضه‌های آن دارای فعالیت تکتونیکی زیاد می‌باشند و این امر به دلیل بالآمدگی حوضه دینور بوده که مانع ایجاد شکل دایره‌ای توسط عوامل فرسایشی می‌شود. هورتون (۱۹۴۵) فاکتور شکل را نشان‌دهنده شکل حوضه می‌داند. هر چه ضریب فاکتور شکل^۲ حوضه کوچک‌تر باشد حوضه کشیده و هر چه بزرگ‌تر باشد حوضه دایره‌ای است (رای و همکاران، ۲۰۱۸). مقادیر کم این پارامتر نشان‌دهنده شکل کشیده حوضه و فعالیت تکتونیکی بیشتر است. شوگلا و همکاران حوضه‌هایی با مقادیر کمتر از ۰٫۳ این پارامتر را در کلاس با فعالیت تکتونیکی زیاد قرار می‌دهد. میزان پارامتر فاکتور فرم حوضه دینور ۰٫۲۱ و زیرحوضه‌های آن نیز دارای مقادیری بین ۰٫۰۵ تا ۰٫۴۲ است. بر این اساس، زیرحوضه‌های ۹، ۱۰، و ۱۱ دارای فعالیت تکتونیکی متوسط و حوضه دینور و سایر زیرحوضه‌های آن دارای فعالیت تکتونیکی زیاد می‌باشند.

پارامترهای ناهمواری

شرایط ناهمواری حوضه‌های آبخیز با ویژگی‌های وسعت، ارتفاع، و حجم لندفرم‌ها در ارتباط است (هاجم و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۱) و برای ارزیابی کمی توسعه شبکه زهکشی در برابر کنترل‌های تکتونیکی به کار می‌رود (ریبولینی و اسپانگولو، ۲۰۰۸: ۲۵۶). پارامتر ناهمواری حوضه^۳ یکی از عوامل مهم درک فرایندهای ژئومورفیک و ویژگی‌های لندفرم است

1. Drainage texture (Dt)
2. Form factor ratio (Rf)
3. Basin relief (H)

(هاجم و همکاران، ۲۰۱۳). بر اساس طبقه‌بندی آناندا و پرادهان (۲۰۱۹)، مقادیر بالای این پارامتر بیانگر تکنیک فعال است و حوضه‌هایی با مقادیر بیش از ۱۶۰۰ متر در کلاس تکنیکی فعال قرار می‌گیرند. میزان شاخص ناهمواری در حوضه دینور ۲۰۳۴ متر است، که بر این اساس حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ در کلاس تکنیک فعال قرار می‌گیرند. وجود سازندهای آهکی مقاوم به فرسایش در کوهستان‌های واقع در این زیرحوضه و بالآمدگی تکنیکی از عوامل مهم بالابودن مقادیر شاخص R می‌باشند. همچنین، زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ و ۹ در کلاس با فعالیت تکنیکی کم قرار می‌گیرند. ضریب ناهمواری^۱ شیب کلی و میزان فرسایش یافتگی حوضه را مشخص می‌کند (سناالله و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۶) و شرایط لیتولوژیکی را بازتاب می‌دهد. حوضه‌ها بر اساس مقادیر نسبت ناهمواری به سه کلاس با فعالیت تکنیکی زیاد ($Rh < 0.1$)، فعالیت تکنیکی متوسط ($0.1 < Rh < 0.05$)، و فعالیت تکنیکی کم ($Rh > 0.05$) تقسیم می‌شوند (شوگلا و همکاران، ۲۰۱۴). میزان این شاخص در حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶ و ۸ کمتر از ۰،۰۵ بوده و بیانگر فعالیت تکنیکی کم در آن‌هاست. مقادیر پارامتر ناهمواری در زیرحوضه‌های ۷، ۹، ۱۰ و ۱۲ بیش از ۰،۱ بوده و بیانگر فعالیت تکنیکی زیاد در این حوضه‌هاست. شکل کشیده حوضه‌ها و طول زیاد آن‌ها از عوامل مهم در کم‌بودن مقادیر شاخص Rh در حوضه دینور و بیشتر زیرحوضه‌های آن است. شاخص عدد ناهمواری در حوضه دینور ۴،۴۸ و در زیرحوضه‌های آن مقادیری بین ۲،۹۷ تا ۵،۳۲ را نشان می‌دهد (جدول ۳). مقادیر بالای پارامتر عدد ناهمواری جوان‌سازی حوضه‌ها را به دلیل بالآمدگی تکنیکی نشان می‌دهد (فرهان و همکاران، ۲۰۱۶). آناندا و پرادهان (۲۰۱۹) مقادیر عدد ناهمواری بالاتر از ۳/۲۵ را بیانگر فعالیت تکنیکی زیاد می‌دانند و بر این اساس حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ دارای فعالیت تکنیکی زیاد می‌باشند. همچنین، زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۵ و ۱۰ نیز دارای فعالیت تکنیکی کم می‌باشند.

برآورد شاخص تکنیک فعال نسبی

آنالیز مؤلفه‌های اصلی (PCA) ابعاد داده‌های مورد استفاده را کاهش می‌دهد (پریما و یوشیدا، ۲۰۱۰: ۲۷)، زیرا در بیشتر موارد برای توصیف ویژگی‌های اساسی داده‌های مورد استفاده فقط به چند مؤلفه اصلی نیاز دارد. در این مطالعه بر اساس درصد واریانس^۲ و مقادیر ویژه^۳ پنج مؤلفه اول، که دارای مقادیر ویژه بیشتر از ۱ هستند، برای مقایسه پارامترهای مورفومتریک انتخاب می‌شوند (جدول ۴).

1. Relief ratio (Rr)
2. variance percentage
3. eigenvalue

جدول ۴. واریانس کل به همراه مقادیر ویژه استخراج شده

مؤلفه	مقادیر ویژه اولیه			مجموع مربعات			مجموع چرخش از بارگیری در مربع کل
	کل	واریانس %	انباشتگی %	کل	واریانس %	انباشتگی %	
۱	۴,۹۰۰	۳۲,۶۶۶	۳۲,۶۶۶	۴,۹۰۰	۳۲,۶۶۶	۳۲,۶۶۶	۳,۷۳۴
۲	۳,۰۸۹	۲۰,۵۹۰	۵۳,۲۵۶	۳,۰۸۹	۵۳,۲۵۶	۵۳,۲۵۶	۳,۵۲۳
۳	۲,۸۱۹	۱۸,۷۹۳	۷۲,۰۹۴	۲,۸۱۹	۷۲,۰۴۹	۷۲,۰۴۹	۳,۰۳۱
۴	۱,۵۰۰	۱۰,۰۰۳	۸۲,۰۵۳	۱,۵۰۰	۸۲,۰۵۳	۸۲,۰۵۳	۱,۶۷۱
۵	۱,۲۲۷	۸,۱۷۷	۹۰,۲۳۰	۱,۲۲۷	۹۰,۲۳۰	۹۰,۲۳۰	۱,۵۷۶
۶	۰,۷۷۹	۵,۱۹۳	۹۵,۴۲۲				
۷	۰,۳۰۱	۲,۰۰۵	۹۷,۴۲۸				
۸	۰,۲۱۳	۱,۴۲۱	۹۸,۸۴۹				
۹	۰,۱۲۱	۰,۸۱۰	۹۹,۶۵۸				
۱۰	۰,۰۲۸	۰,۱۸۷	۹۹,۸۶۴				
۱۱	۰,۰۱۶	۰,۱۰۸	۹۹,۹۵۴				
۱۲	۰,۰۰۶	۰,۰۴۰	۹۹,۹۹۴				
۱۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۶	۱۰۰				
۱۴	2.8E-17	1.8E-16	۱۰۰				
۱۵	-2.15E-16	-1.4E-15	۱۰۰				

نتایج آنالیز مؤلفه‌های اصلی (جدول ۵) نشان می‌دهد که در مؤلفه‌های ۱، ۲، ۳، ۴، و ۵ به ترتیب پامترهای Δa ، Re ، Ri ، Rn و Dd دارای بیشترین مقدار همبستگی بوده و برای محاسبه شاخص IRAT انتخاب می‌شوند. وزن پارامترهای انتخابی بر اساس روش قوش و سیوکومار (۲۰۱۸) از مؤلفه اول به سمت مؤلفه آخر روند کاهشی دارد.

جدول ۵. تجزیه و تحلیل مؤلفه اصلی (ماتریس چرخش)

پارامترها	مؤلفه ۱	مؤلفه ۲	مؤلفه ۳	مؤلفه ۴	مؤلفه ۵
$\square a$	۰,۹۰۵	-۰,۰۸۰	-۰,۳۳	۰,۰۵۶	۰,۱۷۴
ga	۰,۸۹۷	-۰,۰۸۹	۰,۰۰۵	۰,۱۰۹	۰,۲۴۸
Rc	-۰,۸۷۰	۰,۲۳۵	-۰,۱۹۳	-۰,۰۱۱	۰,۲۹۳
R	۰,۷۰۰	-۰,۰۴۲	۰,۱۴۶	۰,۶۵۶	۰,۱۱۷
Re	-۰,۲۴۸	۰,۹۵۱	۰,۰۳۵	۰,۰۳۹	۰,۰۰۰۱
Rf	-۰,۳۱۸	۰,۹۲۰	-۰,۰۵۴	۰,۰۳۱	۰,۰۰۴
Rb	-۰,۱۲۷	-۰,۸۲۴	-۰,۰۶۱	۰,۳۷۲	۰,۲۲۲
Rbd	-۰,۶۰۵	-۰,۷۳۲	-۰,۱۱۴	-۰,۱۱۵	۰,۱۴۳
Rh	-۰,۴۹۷	۰,۵۹۳	-۰,۴۱۷	۰,۲۶۵	-۰,۱۰۰
Ri	۰,۰۰۷	۰,۰۶۵	۰,۹۵۱	۰,۱۱۶	-۰,۱۲۶
Rn	۰,۰۷۶	۰,۰۳۸	۰,۹۴۶	۰,۰۳۷	۰,۲۰۶
Dt	۰,۱۱۰	-۰,۰۶۳	۰,۸۶۸	-۰,۲۶۱	۰,۲۰۳
Lur	۰,۱۴۶	-۰,۰۱۷	-۰,۰۷۵	۰,۸۳۷	۰,۱۶۸
Dd	۰,۱۸۵	-۰,۰۴۱	۰,۰۷۸	-۰,۲۸۱	۰,۸۴۶
Fs	-۰,۰۰۵	-۰,۲۵۰	۰,۴۵۸	۰,۲۷۱	۰,۶۷۹

رتبه‌بندی زیرحوضه‌ها نیز روند معکوس داشته و زیرحوضه‌هایی با کمترین مقدار هر پارامتر امتیاز ۵ را به خود اختصاص می‌دهند (جدول ۶). مقدار شاخص IRAT برای حوضه دینور ۲,۲۵ و در زیرحوضه‌ها این میزان بین ۲,۲ تا ۴,۸ متغیر است (جدول ۶). زیرحوضه‌ها بر اساس مقادیر IRAT به پنج کلاس ۱ با فعالیت تکتونیکی خیلی زیاد (۲.۲ - 2.72)، کلاس ۲ با فعالیت تکتونیکی زیاد (2.72 - 3.24)، کلاس ۳ با فعالیت تکتونیکی متوسط (3.24 - 3.76)، کلاس

۴ با فعالیت تکتونیکی کم (3.76 - 4.28)، و کلاس ۵ با فعالیت تکتونیکی خیلی کم (4.28 - 480) تقسیم می‌شوند (جدول ۶). بر این اساس، زیرحوضه‌های ۲، ۵، ۷، ۸، و ۱۳ در کلاس یک، زیرحوضه‌های ۱ و ۵ در کلاس دو، زیرحوضه‌های ۹، ۱۰، و ۱۲ در کلاس سه، زیرحوضه‌های ۳ و ۱۱ در کلاس چهار، و زیرحوضه ۵ در کلاس پنج قرار گرفته‌اند (جدول ۶).

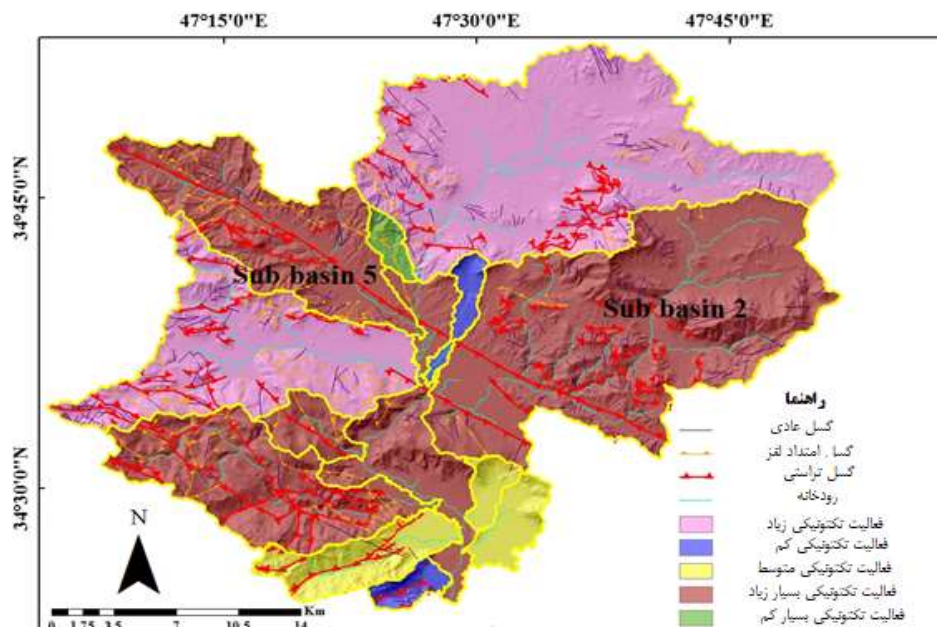
جدول ۶. تعیین رتبه و وزن برای محاسبه شاخص RATI

حوضه	a			Re			Rn			Ri			Dd			RATI	طبقه
	r	w	CP _w	r	w	CP _w	r	w	CP _w	r	w	CP _w	r	w	CP _w		
دینور	۱	۰.۳۰	۰.۳۰	۳	۰.۲۵	۰.۷۵	۲	۰.۲۰	۰.۴۰	۴	۰.۱۵	۰.۶۰	۲	۰.۱۰	۰.۲۰	۲.۲۵	۱
۱	۲		۰.۶۰	۳		۰.۷۵	۳		۰.۶۰	۴		۰.۶۰	۴		۰.۴۰	۲.۹۵	۲
۲	۲		۰.۶۰	۳		۰.۷۵	۱		۰.۲۰	۳		۰.۴۵	۱		۰.۲۰	۲.۲۰	۱
۳	۴		۱.۲۰	۴		۱	۵		۱	۴		۰.۶۰	۳		۰.۲۰	۴.۱	۴
۴	۵		۱.۵۰	۵		۱.۲۵	۵		۱	۵		۰.۷۵	۳		۰.۲۰	۴.۸	۵
۵	۲		۰.۶۰	۳		۰.۷۵	۳		۰.۶۰	۲		۰.۳۰	۱		۰.۱۰	۲.۳۵	۱
۶	۲		۰.۶۰	۳		۰.۷۵	۳		۰.۶۰	۴		۰.۶۰	۴		۰.۴۰	۲.۹۵	۲
۷	۳		۰.۹۰	۲		۰.۵۰	۴		۰.۸۰	۱		۰.۱۵	۳		۰.۳۰	۲.۶۵	۱
۸	۱		۰.۳۰	۴		۱	۴		۰.۸۰	۱		۰.۱۵	۲		۰.۲۰	۲.۴۵	۱
۹	۵		۱.۵۰	۱		۰.۲۵	۴		۰.۸۰	۵		۰.۷۵	۱		۰.۱۰	۳.۴۰	۳
۱۰	۴		۱.۲۰	۱		۰.۲۵	۵		۱	۴		۰.۶۰	۳		۰.۳۰	۳.۳۵	۳
۱۱	۵		۱.۵۰	۱		۰.۲۵	۴		۰.۸۰	۵		۰.۷۵	۵		۰.۵۰	۳.۸	۴
۱۲	۴		۱.۲۰	۳		۰.۷۵	۳		۰.۶۰	۲		۰.۳۰	۵		۰.۵۰	۳.۳۵	۳
۱۳	۳		۰.۹۰	۳		۰.۷۵	۲		۰.۴۰	۳		۰.۴۵	۲		۰.۲۰	۲.۷	۱

تحلیل وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن

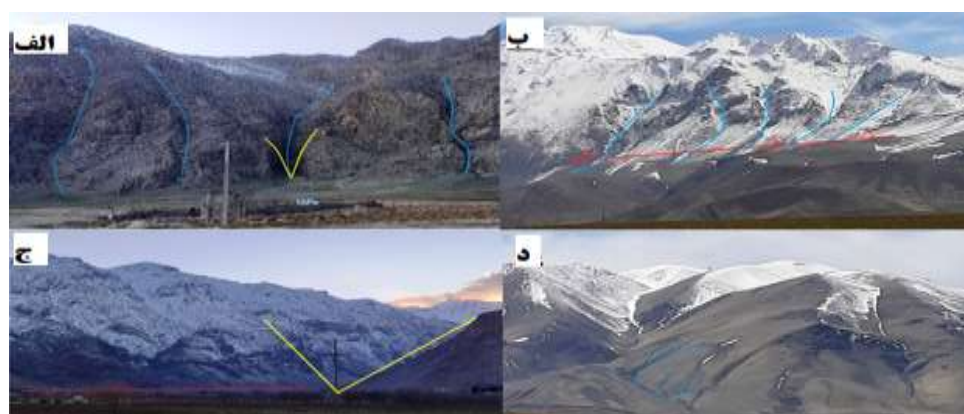
نتایج شش پارامتر مورفومتریک خطی بیانگر قرارگیری بیشتر زیرحوضه‌ها در مرحله جوانی سیکل فرسایش، تأثیر زیاد کنترل‌های ساختاری بر شبکه زهکشی، آنومالی شبکه زهکشی، و تأثیرپذیری ناچیز این شاخص‌ها از شرایط لیتولوژیکی است. بر اساس پارامترهای خطی حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۲، ۵، ۷، و ۸ دارای فعالیت تکتونیکی بیشتری نسبت به سایر زیرحوضه‌ها می‌باشند. نتایج پارامتر سطحی بیانگر ناهمواری بالا، بالآمدگی تکتونیکی، تأثیر زیاد کنترل‌های ساختاری - زمین‌شناسی بر شبکه زهکشی زیرحوضه‌های مورد مطالعه است. شرایط لیتولوژیکی تأثیر واضحی بر مقادیر پارامترهای سطحی ندارد. بر اساس مقادیر این پارامترها حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۲، ۱، ۵، و ۱۳ دارای فعالیت تکتونیکی بیشتری نسبت به سایر زیرحوضه‌ها می‌باشند. مقادیر حاصل از سه پارامتر مورفومتریک ناهمواری نشان‌دهنده ادامه فعالیت‌های تکتونیکی و جوان‌سازی زیرحوضه‌ها به علت بالآمدگی تکتونیکی است. در این پژوهش شرایط لیتولوژیکی و طول حوضه تأثیرات بیشتری بر مقادیر پارامترهای ناهمواری اعمال می‌کنند. بر اساس این پارامترها حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۶، ۱۲، و ۱۳ دارای فعالیت تکتونیکی بیشتری می‌باشند. ارزیابی نتایج همه پانزده پارامتر مورفومتریک به صورت هم‌زمان بیانگر فعالیت تکتونیکی بیشتر در حوضه دینور و زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۵، ۶، و ۱۳ است. به طور کلی، نتایج ارزیابی فعالیت تکتونیکی حوضه دینور با استفاده از پارامترهای خطی، سطحی، ناهمواری، و مجموع آن‌ها تفاوت قابل توجهی را نشان می‌دهد. این امر می‌تواند ناشی از تعدد پارامترهای عمدتاً مشابه در هر سه دسته پارامتر مورفومتریک باشد. نتایج روش IRAT نشان می‌دهد که حوضه دینور در طبقه با فعالیت تکتونیکی خیلی زیاد قرار گرفته و این امر حاکی از بالآمدگی کلی حوضه و فعال‌بودن گسل‌های صحنه و میانراهان است. بر اساس نتایج شاخص

IRAT، پنج کلاس با فعالیت تکتونیکی یک، دو، سه، چهار، و پنج به ترتیب ۵۳،۷۱ درصد، ۳۷،۵۲ درصد، ۱۰،۶ درصد، ۱،۹۲ درصد، و ۰،۷۵ درصد مساحت حوضه دینور را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۴).



شکل ۴. نقشه کلاس‌های فعالیت تکتونیکی در زیرحوضه‌های حوضه دینور

تکتونیک فعال زیرحوضه ۲ ناشی از فعال بودن گسل‌های صحنه و میانراهان و وجود راندگی‌های زیاد در اطراف توده کوهستانی دالاخانی و بالآمدگی آن است. زیرحوضه ۵ یک دره گسلی ۷ شکل است که توسط گسل صحنه در سنگ‌های آذرین- دگرگونی ایجاد شده و شبکه زهکشی آن تحت تأثیر گسل صحنه است. تکتونیک فعال زیرحوضه ۸ نیز ناشی از عبور دو گسل اصلی حوضه از عرض آن است. زیرحوضه‌های ۷ و ۱۳ در توده بیستون قرار گرفته‌اند. فعال بودن تکتونیک این زیرحوضه‌ها ناشی از دخالت گسل‌های متعدد و بالآمدگی توده کوهستانی است. فعالیت تکتونیکی سایر زیرحوضه‌ها نیز ناشی از ادامه فعالیت تکتونیکی بالآمدگی کل حوضه دینور و تأثیر ساختارهای فعال است. شرایط لیتولوژیکی و میزان فرسایش‌پذیری آن‌ها تأثیر قابل درکی بر میزان فعالیت‌های تکتونیکی در زیرحوضه‌های مورد مطالعه ندارد. فرارگیری بیشتر زیرحوضه‌ها در مرحله جوانی سیکل فرسایش و جوان بودن شبکه زهکشی (شکل ۵-الف)، بستر تنگ و عمیق آبراهه (شکل ۵-الف)، ناهمواری بالا (شکل ۵-الف)، تأثیر گسل‌ها بر شبکه زهکشی و جابه‌جایی جریان‌ها (شکل ۵-ب)، آنومالی شبکه زهکشی، دره‌های ۷ شکل (شکل ۵-ج)، جبهه‌های کوهستانی ممتد (شکل ۵-ج)، و تراکم زهکشی بالا (شکل ۵-د) از جمله شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه دینور می‌باشد. نتایج پژوهش حاضر با نتایج پژوهش‌های میرزایی و قیطانچی (۲۰۰۲) و علوی (۲۰۱۹) که به ارزیابی فعالیت گسل‌های صحنه و میانراهان پرداخته‌اند همخوانی دارد. نتایج حاصل از به‌کارگیری پارامترهای مورفومتری توسط بهرامی (۲۰۱۳) در حوضه‌های زاگرس با نتایج پژوهش حاضر مشابهت دارد. همچنین، نتایج مطالعات بلانک و همکاران (۲۰۰۳) و حسامی و همکاران (۲۰۰۶)، که به بالآمدگی زاگرس و ادامه فعالیت تکتونیکی معتقد بودند، با نتایج پژوهش حاضر همخوانی دارد.



شکل ۵. الف) شبکه زهکشی جوان، آبراهه‌های عمیق، ناهمواری بالا؛ ب) جابه‌جایی آبراهه توسط گسل؛ ج) دره ۷ شکل، جبهه کوهستانی ممتد؛ د) تراکم زهکشی بالا

نتیجه‌گیری

یکی از مهم‌ترین روش‌های بررسی تکتونیک فعال در هر منطقه‌ای، به‌خصوص حوضه‌های کوهستانی، بررسی ویژگی‌های مختلف مورفومتریک حوضه و بالتبع شبکه زهکشی است. در این پژوهش از آنالیز پارامترهای مورفومتریک برای ارزیابی وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور و زیرحوضه‌های آن استفاده شد. ارزیابی نتایج پارامترهای خطی، سطحی، و ناهمواری به‌صورت جداگانه و سپس به‌صورت کلی نماینگر طیفی از فعالیت‌های تکتونیک متفاوت در زیرحوضه‌های مختلف است. نتایج این پارامترها در برآورد میزان فعالیت‌های تکتونیک در زیرحوضه‌های مختلف از مشابهت چندانی برخوردار نیست. نتایج روش IRAT پنج کلاس با فعالیت تکتونیک خیلی زیاد تا خیلی کم را در حوضه دینور برآورد نمود. زیرحوضه‌هایی با فعالیت تکتونیک خیلی زیاد و زیاد ۹۱ درصد مساحت حوضه دینور را دربر گرفته‌اند. پراکنش فضایی زیرحوضه‌ها از نظر میزان فعالیت تکتونیک نظم خاصی را در دو زون زمین‌شناسی سنندج- سیرجان و زاگرس نشان نمی‌دهد. این امر بیانگر بالآمدگی ناشی از فعالیت تکتونیک در کل حوضه دینور است. حوضه دینور بر اساس کلیه ارزیابی‌های منتج از پارامترهای مورفومتریک از جمله روش IRAT دارای وضعیت تکتونیک فعال است. وضعیت تکتونیک فعال حوضه دینور در دو مبحث قابل بررسی بوده و هر یک از آن‌ها تأثیرات خاص خود را بر شبکه زهکشی حوضه تحمیل کرده‌اند. در مبحث اول، تکتونیک فعال و بالآمدگی حوضه دینور منتج از کوتاه‌شدگی زون زاگرس به‌علت فشار صفحه عربی است. تأثیرات این امر سبب قرارگیری زیرحوضه‌ها در مرحله جوانی سیکل فرسایش، جوان‌بودن شبکه زهکشی، ناهمواری بالای زیرحوضه‌ها، تراکم زیاد آبراهه‌ها، بستر عمیق و تنگ آبراهه‌ها، و آنومالی شبکه زهکشی و نبود نظم سلسله‌مراتبی است. در مبحث دوم، گسل‌های حوضه از جمله گسل صحنه و میانراهان فعال بوده و تأثیراتی دارند همچون تعیین مسیر جریان‌ها، جابه‌جایی و قطع‌شدگی آبراهه‌ها، و آنومالی شبکه زهکشی. نتایج پژوهش حاضر با نتایج پژوهش‌های صورت‌گرفته در محدوده حوضه دینور و زون زاگرس همخوانی دارد. وقوع زلزله‌های بزرگ تاریخی و دستگاهی و همچنین شواهد ژئومورفیک در شبکه زهکشی حوضه شاهدهی بر فعال‌بودن تکتونیک منطقه در عصر حاضر است. بنابراین، مخاطره زلزله ناشی از تکتونیک فعال در حوضه دینور وجود دارد و این امر باید در برنامه‌ریزی‌های عمرانی و مباحث مدیریتی این منطقه مد نظر قرار گیرد.

منابع

علایی طالقانی، محمود (۱۳۸۴). ژئومورفولوژی ایران، تهران: قومس.

- Alavi, S. (2019). Structural evolution and active tectonic of Mianrahan area, northeast of Kermanshah. *Geoscience*, 28(111): 175-184.
- Anand, A. K. and Pradhan, S. P. (2019). Assessment of active tectonics from geomorphic indices and morphometric parameters in part of Ganga basin. *Journal of Mountain Science*, 16(8): 1943-1961.
- Argyriou, A. V.; Teeuw, R. M.; Soupios, P. and Sarris, A. (2017). Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece. *Journal of Structural Geology*, 104: 93-111.
- Bahrami, S. (2013). Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. *Tectonophysics*, 608: 914-928.
- Biswas, S.; Coutand, I.; Grujic, D.; Hager, C.; Grasemann, B. and Stockli, D. (2006). Exhumation of the Shillong Plateau and its influence on Himalayan tectonics. *AGUFM*, 2006, T13E-06.
- Blanc, E. P.; Allen, M. B.; Inger, S. and Hassani, H. (2003). Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society*, 160(3): 401-412.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S. (2001). *Geomorphic markers*. Burbank, DW & Anderson, RS, Tectonic Geomorphology. Malden:(ed.) Blackwell Publishing, 13-32.
- Chen, Y. C.; Sung, Q. and Cheng, K. Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56(1-2): 109-137.
- Ciccacci, S.; Fredi, P.; Lupia Palmieri, E. and Pugliese, F. (1987). Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters. In *International geomorphology, 1986: proceedings of the First International Conference on Geomorphology, ed on behalf of the British Geomorphological Res Group* by V. Gardiner and sectional ed, MG Anderson...[et al.]. Chichester: Wiley, c1987.
- Devi, R. M.; Bhakuni, S. S. and Bora, P. K. (2011). Tectonic implication of drainage set-up in the Sub-Himalaya: A case study of Papumpare district, Arunachal Himalaya, India. *Geomorphology*, 127(1-2): 14-31.
- Farhan, Y.; Elmaji, I. and Khalil, O. (2016). *GIS-Based Morphometric Analysis of Fourth-Order Sub-Basins of the Zerqa River (Northern Jordan)*, Using Multivariate Statistical Techniques.
- Gao, M.; Zeilinger, G.; Xu, X.; Tan, X.; Wang, Q. and Hao, M. (2016). Active tectonics evaluation from geomorphic indices for the central and the southern Longmenshan range on the Eastern Tibetan Plateau, China. *Tectonics*, 35(8): 1812-1826.
- Ghafory-Ashtlany, M.; Jafari, M. H. and Tehranizadeh, M. (2000). Earthquake hazard mitigation achievement in Iran. In *12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand (Vol. 30).
- Ghosh, S. and Sivakumar, R. (2018). Assessment of morphometric parameters for the development of Relative Active Tectonic Index and its significant for seismic hazard study: an integrated geoinformatic approach. *Environmental Earth Sciences*, 77(17): 600.
- Guarnieri, P. and Pirrotta, C. (2008). The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). *Geomorphology*, 95(3-4): 260-273.

- Hajam, R. A.; Hamid, A. and Bhat, S. (2013). Application of morphometric analysis for geo-hydrological studies using geo-spatial technology—a case study of Vishav Drainage Basin. *Hydrology Current Research*, 4(3): 1-12.
- Hessami, K.; Nilforoushan, F. and Talbot, C. J. (2006). Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *Journal of the Geological Society*, 163(1): 143-148.
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *TrAGU*, 13(1): 350-361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3): 275-370.
- Kale, V. S. and Shejwalkar, N. (2008). Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence?. *Journal of Earth System Science*, 117(6): 959-971.
- Kanth, T. A. and Hassan, Z. (2012). Morphometric analysis and prioritization of watersheds for soil and water resource management in Wular catchment using geo-spatial tools. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences*, 2(1): 30-41.
- Miller, V. C. (1953). Quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. *Technical report (Columbia University. Department of Geology)*, No. 3.
- Mirzaei, N. (1997). *Seismic zoning of Iran (Doctoral dissertation, Ph. D. dissertation in Geophysics, Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing, People's Republic of China, p 134)*.
- Mirzaei, N. and Gheytanchi, M. (2002). *Seismotectonics of Sahneh fault, middle segment of main recent fault, Zagros mountains, western Iran*.
- Moges, G. and Bhole, V. (2015). Morphometric characteristics and the relation of stream orders to hydraulic parameters of river Goro: An Ephemeral River in Dire-Dawa, Ethiopia. *Universal Journal of Geoscience*, 3(1): 13-27.
- Mohammadi, A.; Heshmatpoor, A. and Mosaedi, A. (2004). *Study on efficiency of an Iranian method for landslide hazard zonation in Golestan Province*. EGU-1 st General Assembly. Nice. France.
- MR, R. and Achyuthan, H. (2019). Quantitative analysis of the drainage and morphometric characteristics of the Palar River basin, Southern Peninsular India; using bAd calculator (bearing azimuth and drainage) and GIS. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 3(4): 295-307.
- Nag, S. K. and Chakraborty, S. (2003). Influence of rock types and structures in the development of drainage network in hard rock area. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 31(1): 25-35.
- Pareta, K. and Pareta, U. (2011). Quantitative morphometric analysis of a watershed of Yamuna basin, India using ASTER (DEM) data and GIS. *International journal of Geomatics and Geosciences*, 2(1): 248-269.
- Patton, P. C. and Baker, V. R. (1976). Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water resources research*, 12(5): 941-952.
- Pedreira, A.; Pérez-Peña, J. V.; Galindo-Zaldívar, J.; Azañón, J. M. and Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105(3-4): 218-231.
- Pophare, A. M. and Balpande, U. S. (2014). Morphometric analysis of Suketi river basin, Himachal Himalaya, India. *Journal of earth system science*, 123(7): 1501-1515.
- Prima, O. D. A. and Yoshida, T. (2010). Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness. *Geomorphology*, 118(1-2): 22-32.

- Rai, P. K.; Chandel, R. S.; Mishra, V. N. and Singh, P. (2018). Hydrological inferences through morphometric analysis of lower Kosi river basin of India for water resource management based on remote sensing data. *Applied water science*, 8(1): 15.
- Raj, R. (2012). Active tectonics of NE Gujarat (India) by morphometric and morphostructural studies of Vatrak River basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 50: 66-78.
- Ribolini, A. and Spagnolo, M. (2008). Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French-Italian Alps). *Geomorphology*, 93(3-4): 253-266.
- Sanaullah, M.; Ahmad, I.; Arslan, M.; Ahmad, S. R. and Zeeshan, M. (2018). Evaluating Morphometric Parameters of Haro River Drainage Basin in Northern Pakistan. *Polish Journal of Environmental Studies*, 27(1).
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological society of America bulletin*, 67(5): 597-646.
- Sedrette, S.; Rebaï, N. and Mastere, M. (2016). Evaluation of neotectonic signature using morphometric indicators: case study in Nefza, North-West of Tunisia. *Journal of Geographic Information System*, 8(03): 338.
- Segura, F. S.; Pardo- Pascual, J. E.; Rosselló, V. M.; Fornós, J. J. and Gelabert, B. (2007). Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(13): 1928-1946.
- Sharma, G. and Mohanty, S. (2018). Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India. *Geomorphology*, 301: 108-120.
- Shukla, D. P.; Dubey, C. S.; Ningreichon, A. S.; Singh, R. P.; Mishra, B. K. and Singh, S. K. (2014). GIS-based morpho-tectonic studies of Alaknanda river basin: a precursor for hazard zonation. *Natural hazards*, 71(3): 1433-1452.
- Singh, S. and Dubey, A. (1994). *Geoenvironmental planning of watersheds in India*. Chugh.
- Singh, S. and Singh, M. C. (1997). Morphometric analysis of Kanhar river basin. *National geographical Journal of india*, 43(1): 31-43.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11): 1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6): 913-920.
- Strahler, A. N. (1964). Part II. *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. Handbook of Applied Hydrology: McGraw-Hill, New York, 4-39.
- Vernant, P.; Nilforoushan, F.; Hatzfeld, D.; Abbassi, M. R.; Vigny, C.; Masson, F.; ... and Tavakoli, F. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1): 381-398.
- Walpersdorf, A.; Hatzfeld, D.; Nankali, H.; Tavakoli, F.; Nilforoushan, F.; Tatar, M. ... and Masson, F. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International*, 167(3): 1077-1088.
- Yang, C. C. B.; Chen, W. S.; Wu, L. C. and Lin, C. W. (2007). Active deformation front delineated by drainage pattern analysis and vertical movement rates, southwestern Coastal Plain of Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(3): 251-264.