



واکاوی رابطه ویژگی‌های بر خالی مقطع دره‌ها با سازندهای زمین‌شناسی در حوزة آبخیز دشت یزد- اردکان

مژده محمدی^{۱*}، محمدرضا اختصاصی^۲، علی طالبی^۲، سید زین‌العابدین حسینی^۳

۱. دکتری آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، یزد ایران.

۲. استاد، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، یزد ایران.

۳. استادیار، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، یزد ایران.

* نویسنده مسئول: m.mohammadi@stu.yazd.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۰/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۱۰

چکیده

توصیف کمی نیمرخ دره‌ها در تشخیص ویژگی‌های ژئومورفولوژیک و پویایی آن‌ها به منظور جداسازی فرآیندهای مختلف تشکیل آن‌ها، مفید است. بدین منظور، مقاطع طولی و عرضی تعداد ۱۵ دره در سه سازند زمین‌شناسی کهر، آهک تفت و گرانیت شیرکوه در حوزة آبخیز دشت یزد- اردکان مورد بررسی قرار گرفت. در بررسی مورفولوژی دره‌ها، از مطالعه ویژگی‌های بر خالی آن‌ها در کنار توابع ریاضی و دو شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره Vf و عرض دره در رأس Fr استفاده شد. میانگین شاخص نسبت Vf به ترتیب در سه سازند کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت، $۵/۵۶$ ، $۳/۵۲$ و $۱/۳۸$ محاسبه شد. هم‌چنین میانگین شاخص Fr نیز در این سه سازند، به ترتیب $۰/۰۷$ ، $۰/۱۲$ و $۰/۱۷$ به دست آمد که نشان‌دهنده ناهمسانی در ترکیب سنگ‌شناسی و وضعیت ساختاری دره‌ها می‌باشد. نتایج نشان داد که گرایش شکل دره، از سازند کهر به سمت آهک تفت، از پروفیل U شکل به سمت V شکل است. به علاوه، نیمرخ‌های با انحنای کمتر با توابع خطی و دره‌های با انحنای طولی بیشتر با توابع چند جمله‌ای برازش بهتری نشان دادند. در ادامه، واکاوی چندبرخالی مقاطع عرضی دره، با بهره‌گیری از ابعاد عمومی Dq و طیف تکنیکی $f(\alpha, q)$ نشان داد که این مقاطع از ماهیت تک‌برخالی به چندبرخالی در گذر هستند. در این میان هیچ یک از مقاطع دره در سازند آهک تفت ویژگی چندبرخالی ندارد. در تعدادی از مقاطع عرضی دره دو سازند گرانیت شیرکوه و کهر، رویکرد چندبرخالی مناسب‌تر به نظر می‌رسد. زیرا ممکن است شاخص‌های بر خالی بسته به موقعیت و مکان متفاوت باشند. بنابراین، تحلیل چند بر خالی شاخصی مناسب برای ارزیابی پیچیدگی‌های موجود در مقاطع دره است و قادر به تبیین ویژگی‌های بیشتری از دره و خصوصیات هیدرولوژیک و ژئومورفولوژیک حوزة آبخیز است.

واژگان کلیدی: توابع ریاضی؛ ژئومورفولوژی کمی؛ نیمرخ طولی و عرضی؛ طیف تکنیکی

■ مقدمه

در اغلب مناطق خشک و نیمه خشک ایران، دره‌ها پروفیل مقعر دارند چرا که در این مناطق طی گذر زمان و دوره‌های اقلیمی، لایه‌های سخت رویی از بین رفته و فقط لایه‌های نرم زیرین محافظت شده توسط لایه‌های سخت بالایی، باقی مانده است. بررسی روند تحول دره‌ها به لحاظ امکان کمی‌سازی داده‌ها و تحلیل مسائل مربوط به نحوه تغییرپذیری آن‌ها، در بین بررسی‌های ژئومورفولوژی کمی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. اندازه‌گیری‌های کمی و عددی این فرصت را به ژئومورفولوژیست‌ها می‌دهد تا به طور واقعی و ملموس سیمای سرزمین در محیط‌های مختلف را ارزیابی و مقایسه کنند (۱۳). به عبارت دیگر تکیه به نتایج حاصل از بررسی‌های کمی در رابطه با تغییرات دره این امکان را فراهم می‌سازد تا فرآیندهای گذشته این ناهمواری‌ها را بازسازی و با استناد به ارقام حاصل از تجزیه و تحلیل‌ها، نحوه تغییرات را بازخوانی و روند تحول آن‌ها را در آینده پیش بینی نمود. پیشگامان توصیف و تشریح تحول دره‌ها، تحول دره نارمادا در غرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته‌گذاری در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، الیگوسن-میوسن و ائوسن، مورد مطالعه قرار دادند (۳۲). به دنبال این محققان تحول دره‌ای در اسکاتلند را با استفاده از تراس‌های رودخانه‌ای بررسی کردند (۴۲). تحول دره‌ها در ارتباط با زمین‌ساخت، نوزمین‌ساخت و واریزه‌های انباشته شده نیز مورد بررسی قرار گرفت (۲۴،۳۶،۴۵،۴۳). شاید یکی از بنام‌ترین پیشگامان بررسی تحول دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی اوهموری^۱ باشد که توانست با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده و با استناد به نتایج حاصل از توابع، شکل نیمرخ طولی و تحول دره‌ها را توجیه و توضیح دهد (۲۶). بعد از اهموری، تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها و بستر جریان آن‌ها با استفاده از توابع ریاضی بررسی شد (۳۰). الگوی فرسایشی و جریان یخ در پروفیل عرضی دره‌های U- شکل یخچالی را می‌توان با استفاده از مدل‌سازی اجزای محدود شبیه‌سازی کرد (۱۵). برای تفکیک بین انواع مقاطع دره،

روشی جدید بر پایه Multi-Scale Curvature ارائه شد. در این بررسی که در سه منطقه در غرب ایالت متحده صورت گرفته، پارامتر مورفومتریک ساده و جدیدی به نام تفاوت حداقل انحنا (DMC) توسعه داده شده است. نتایج حاکی از عملکرد مناسب شاخص‌های مورد نظر در تفکیک بین دره‌های یخچالی از غیر یخچالی می‌باشد (۲۸). همچنین با مطالعه نیمرخ طولی رودخانه‌ها با استفاده از معادلات و توابع برازش منحنی می‌توان به تحلیل و بررسی آن‌ها در واحدهای مختلف ژئومورفیک پرداخت (۳۵).

هندسه برخال^۲ (۲۱،۲۲) مبحثی جدید است که در طول دو دهه اخیر محققان را بر آن داشته است که با مطالعه روابط موجود بین پدیده‌ها به شاخص‌هایی دست یابند که قادر به تبیین ویژگیهای بیشتری از شبکه‌های زهکشی، دره و ویژگی‌های هیپدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی حوزه آبخیز باشد. امروزه ریاضیات ابزاری قدرتمند، برای توصیف فرآیندها و پیچیدگی‌های موجود در طبیعت، در اختیار طبیعی‌دانان است؛ تا بتوانند آن‌ها را در قالب ریاضی و روابط کمی در آورند. در این میان بررسی سیمای سرزمین مناطق یخچالی و رودخانه‌ای با استفاده از تحلیل چندبرخالی^۳ (۷،۹،۱۰) در هیمالیا نشان داد که سیمای سرزمین یخچالی ساختار پیچیده‌تری نسبت به سیمای سرزمین رودخانه‌ای دارند (۱۰). مطالعه گوناگونی پیرامون هندسه برخالی در سراسر دنیا صورت گرفته است که سیمای سرزمین جدیدی را برای درک پدیده‌ها به همراه داشته است. در حالی که تا کنون در ایران، مطالعه‌ای در ارتباط با بررسی کمی دره با هندسه برخالی بر روی سازندهای زمین‌شناسی مختلف در مناطق خشک انجام نشده است. بیشتر بررسی دره‌ها در ایران، مرتبط با به کارگیری روش‌های کلاسیک، منحنی‌های بی‌بعد هیپسومتر (۴، ۱۸) و توابع ریاضی (۵،۳۱،۳۴،۴۱) بوده و کمتر مطالعه‌ای به بررسی کمی دره، شناسایی ماهیت بوجود آورنده مورفولوژی آن و تفکیک بین دره‌های بوجود آمده توسط فرآیندهای مختلف پرداخته است. با بررسی روند تحول دره علاوه بر

¹Fractal²Multifractal¹Ohmori

مدیریت هر چه بهتر در منطقه از آن بهره برد. هم‌چنین، به دلیل شکننده بودن بوم‌نظام در مناطق خشک، درک مناسب از وضعیت فرسایشی و ژئومورفولوژیک دره، ابزاری مفید و کارآمد در مدیریت این مناطق است. با توجه به محدود بودن پژوهش‌های انجام شده در زمینه بررسی کمی دره با هندسه برخال در ایران، پژوهش حاضر، با هدف بررسی مورفولوژی مقطع دره‌ها در سازندهای زمین‌شناسی حوضه دشت یزد- اردکان، با استفاده از تحلیل چندبرخالی، در کنار توابع ریاضی انجام شد. در واقع تفاوت در ویژگی‌های برخال پستی و بلندی‌های سطح زمین می‌تواند مرتبط با فرآیندهای ژئومورفولوژیک مختلفی باشد که در طول زمان رخ می‌دهد. اگر چه روش‌های تک‌برخالی متعددی برای مطالعه ویژگی‌های کمی ژئومورفولوژی وجود دارد، اما بررسی‌های اخیر (۹،۱۰) نشان داده است که رویکرد چند برخالی مناسب‌تر هستند. چرا که شاخص‌های برخال بسته به موقعیت و مکان ممکن است، متفاوتند.

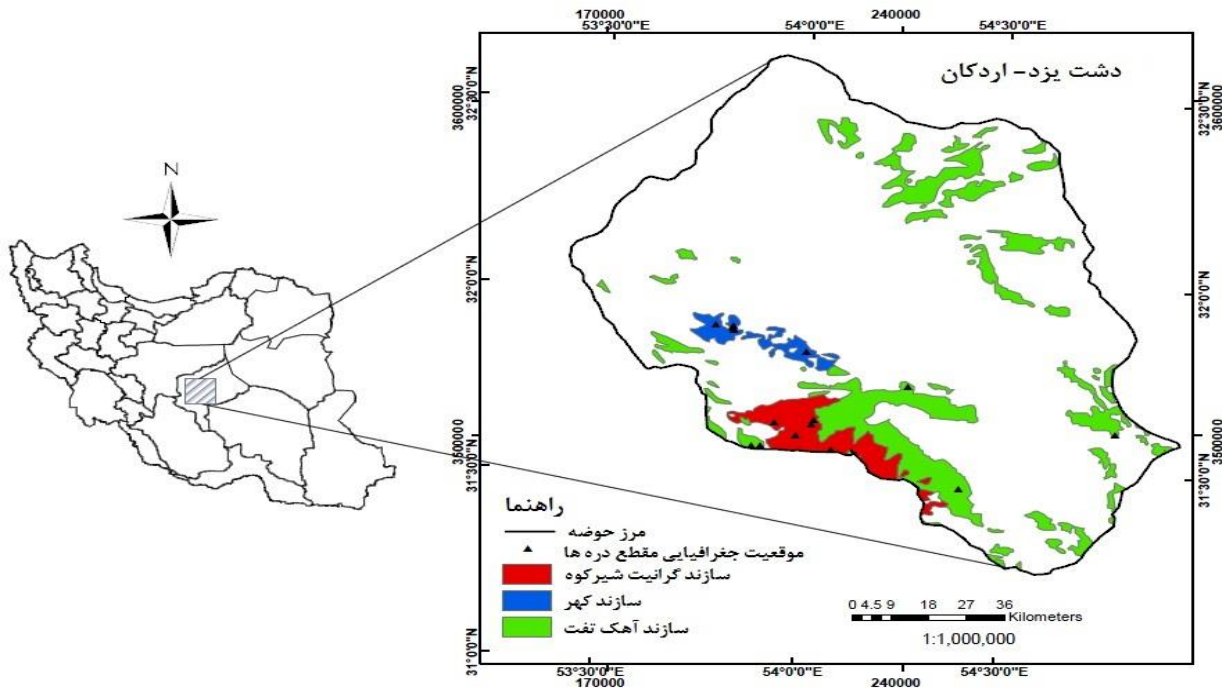
■ مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوزه آبخیز دشت یزد - اردکان در $31^{\circ}14'$ تا 38° عرض شمالی و طول شرقی $53^{\circ}24'$ تا $54^{\circ}57'$ ایران مرکزی گسترده شده است. این حوضه یکی از مهمترین حوضه‌های استان یزد از دیدگاه منابع طبیعی به شمار می‌رود و با شیب عمومی جنوب شرقی-شمال غربی در چاله سیاه کوه تخلیه می‌شود. به دلیل واقع بودن در محدوده جنب استوایی دارای بارندگی کم و نوسانات درجه حرارت زیاد است. جهت غالب وزش باد شمال غربی است و مقدار بارش سالانه منطقه کمتر از ۶۵ میلی متر در حوالی کویر سیاه‌کوه تا بیش از ۲۵۰ میلی متر در ارتفاعات شیرکوه متفاوت است. این محدوده عمدتاً از سنگ‌های دوران سوم، به ویژه سازندهای نئوژنی تشکیل شده است و روی این سنگ‌ها را کنگلومرا و رسوبات آبرفت سیلابی کواترنری پوشانده است. در حوضه مورد مطالعه آثار قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی مربوط به پرکامبرین تا جدیدترین آن یعنی پادگانه‌های آبرفتی و نهشته‌های ماسه‌بادی به چشم می‌خورد (۳۹).

شناخت ویژگی شدت و ضعف رسوب‌زایی آبراهه‌ها، می‌توان ابهامات و مسائل ژئومورفولوژیک که در ارتباط با عامل بوجود آورنده‌ی دره‌ها و روند تحول آن‌ها وجود دارد، مشخص نمود (۲۰، ۲۳). در ایران مرکزی و در ارتفاعات آن، به ویژه در دره‌های کوهستانی، ناهمواری‌هایی مشاهده می‌شوند که به وجود آمدن آن در شرایط و سیستم آب و هوایی کنونی امکان ندارد. بیشتر پژوهشگران، این ناهمواری‌ها را مربوط به دوره‌های یخچالی کواترنر می‌دانند. بررسی‌های انجام شده نشان دهنده وجود حداقل دو فاز یخچالی معادل گونز و وروم در حوزه آبخیز خضرباد و دیگر ماطق ایران مرکزی است (۳۳).

در واقع دوره‌های اقلیمی متفاوت فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند. وجود ژئوفرم‌هایی مانند سیرک‌های بسیار بزرگ در ارتفاعات نه چندان بالا، دره‌های باز و عریض، وجود تخته سنگ و قله‌سنگ‌های بسیار بزرگ در پایین دست دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر دره‌های منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده سامانه اقلیمی سرد و مرطوب‌تری است که نشان‌دهنده حاکمیت یخچال‌های کوهستانی و فرایندهای یخی بر منطقه بوده است (۱۱). در مورد شرایط اقلیم دیرینه ایران اطلاعات جامع و فراگیری وجود ندارد. بیشتر بررسی‌ها به صورت پراکنده و کیفی بوده است و عمدتاً از نظر مکانی در مناطق غرب و شمال غرب ایران تمرکز دارند (۳). برای آگاهی از شرایط اقلیمی دیرینه ایران، به ویژه در نواحی خشک ایران (ایران مرکزی)، می‌توان از تحلیل نیمرخ دره‌ها استفاده کرد. در واقع علاقه‌مندی و کاربرد برخال در ژئومورفولوژی به این خاطر است که بسیاری از ناهمواری‌ها ژئومورفیک حالت برخال دارند و شکل‌گیری و تحول آن‌ها را می‌توان با هندسه برخالی تبیین کرد. هم‌چنین، با توجه به اینکه بعد برخال و بی‌نظمی رابطه مستقیم با یکدیگر دارند، با افزایش بعد برخال می‌توان نتیجه گرفت که بی‌نظمی در متغیرهای مختلف سیستم افزایش یافته است (۱۷). از این رو بدیهی است ضمن محاسبه بعد برخال، نظم یا بی‌نظمی حاکم بر فرایندهای تاثیر گذار بر ساختار دره را می‌توان شناخت و در ارائه



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و دره‌های مورد بررسی در سه سازند زمین‌شناسی کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت

مکانی و عدم پراکندگی آن‌ها است که این امر، امکان نمونه‌برداری تصادفی را در سطحی وسیع و همگن مقدور می‌سازد.

نمونه‌برداری در هر سازند با استفاده از پلات‌های ۱×۱ کیلومتر مربعی انجام گرفت، انتخاب اندازه پلات ۱×۱ کیلومتر مربعی به این دلیل در نظر گرفته شد تا بتوان با توجه به وسعت سازندهای زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه، شکل کاملی از یک شبکه‌زهکشی و دره با تمامی درجات آبراهه حاصل شود. هم‌چنین، در اندازه‌های بیشتر پلات، امکان حذف سازند زمین‌شناسی از روند مطالعاتی وجود داشت.

در مجموع پلات‌های انتخابی هر سه سازند، به صورت تصادفی، مقاطع طولی و عرضی تعداد ۱۵ دره و شاخص‌های ژئومورفومتریک نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن، شاخص عرض دره در رأس و انتگرال هیپسومتریک محاسبه شد.

در واقع در این بخش از پژوهش برای بررسی مورفولوژی دره‌ها، از مطالعه ویژگی‌های برخالی آن‌ها در کنار توابع ریاضی استفاده شد (۲۳).

قدیمی‌ترین سازند موجود در منطقه سازند کهر مربوط به پرکامبرین است که غالباً در جنوب غرب یزد، در ارتفاعات خضرآباد قابل مشاهده می‌باشد.

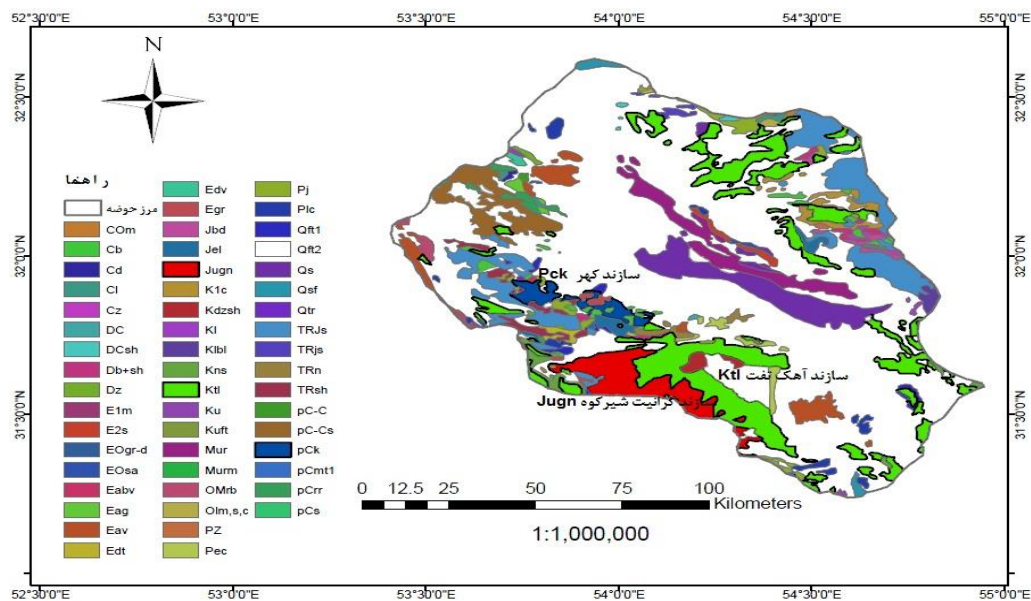
گرانیت تا گرانودیوریت شیرکوه مربوط به دوره ژوراسیک بخش وسیعی از مناطق کوهستانی حوضه را در بر گرفته است. دوره کرتاسه با رخساره آهکی مربوط به سازند غیر رسمی آهک تفت نیز محدوده وسیعی از دامنه‌های شمالی شیرکوه و دامنه ارتفاعی ۱۶۰۰ تا ۴۰۰۰ متری را در بر می‌گیرد.

این رخساره بعد از گرانیت شیرکوه بخش وسیعی از مناطق کوهستانی جنوب و جنوب شرق حوزه را در بر گرفته است (۴۰).

روش پژوهش

در پژوهش حاضر از نقشه‌های توپوگرافی (۱:۵۰۰۰۰) به تعداد ۹ شیت، واقع در ۴ برگه نائین، اردکان، آباد و یزد استفاده شد (۲۵).

هم‌چنین نقشه زمین‌شناسی حوضه دشت یزد- اردکان (۱۲) تهیه و از میان سازندهای زمین‌شناسی حوضه، سه سازند کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت انتخاب شد. انتخاب این سه سازند، به دلیل گستردگی



شکل ۲. نقشه سنگ‌شناسی حوزه آبخیز دشت یزد- اردکان

شاخص نسب پهنای کف دره به عمق دره Vf (۱) مقادیر زیاد Vf ، بیشتر از ۲، شکل، نشان‌دهنده بالآمدگی اندک نوزمین ساختی است. بنابراین رود پهنای بستر خود را فرسایش می‌دهد و در حال تعریض بستر خود است.

مقادیر کم این شاخص، کمتر از ۱، شکل، نیز نشان‌دهنده دره‌های عمیق همراه با رودهایی است که به طور معمول همراه با بالآمدگی نوزمین ساختی است. این نسبت بر اساس رابطه (۲) محاسبه شد که در آن Vfw پهنای کف دره، Eld و Erd ارتفاع دامنه سمت چپ و راست دره از کف دره (Esc) است (۸،۳۴).

$$Vf = 2Vfw / (Eld - Esc) + (Erd - Esc) \quad (2)$$

شاخص عرض دره در رأس Fr

از جمله روابط ساده توسعه یافته رابطه گراف یا شاخص عرض دره در رأس Fr است. که در آن D عمق دره و Wl عرض دره در راس می‌باشد (۳۱).

$$Fr = D / Wl \quad (3)$$

شاخص انتگرال هیپسومتری HI (۱) یا منحنی بی بعد منحنی‌های هیپسومتری با ترسیم ارتفاع نسبی در مقابل مساحت نسبی حوضه ترسیم شدند. انتگرال هیپسومتری، شاخصی وابسته به مساحت حوضه است و به صورت مساحت زیر منحنی تعریف شد (۲،۲۹). انتگرال هیپسومتری با رابطه (۱) محاسبه گردید (۱۴):

$$HI = \frac{Have - Hmin}{Hmax - Hmin} \quad (1)$$

که در آن، $Have$ ارتفاع متوسط، $Hmin$ ارتفاع حداقل و $Hmax$ ارتفاع حداکثر و واحد پارامترها بر حسب متر می‌باشد. مقادیر HI ، توزیع منطقه‌ای ارتفاع ناهمواری و مراحل تحول حوضه زهکشی را در چرخه فرسایشی بیان می‌کند (۳۰).

مقدار HI بزرگتر از ۰/۵ با منحنی محدب توپوگرافی جوان و زمین‌های مرتفع با دره‌های عمیق محسوب شد. مقدار HI ، ۰/۴-۰/۵ و شکل سیگموئید و پیچ و خم‌دار منحنی، مرحله بلوغ ناهمواری‌ها و در پایان مقدار کوچکتر از ۰/۴ شاخص با منحنی مقعر نمایش‌گر مرحله پیری حوضه زهکشی است (۲، ۱۴):

²Valley floor width and valley height ratio (Vf)

¹Hypsometry integral (HI)

شاخص گرادیان طولی رودخانه^۱ SL

شمارش و حاصل این شمارش $N\varepsilon$ تعداد مربعات خواهد بود (۲۲).

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log(N\varepsilon)}{\log(1/\varepsilon)} \quad (۵)$$

مرحله بعد ترسیم مقادیر $\log(N\varepsilon)$ در مقابل $\log(1/\varepsilon)$ است. شیب خط مستقیم که به بهترین وجه اطلاعات را به نمایش می‌گذارد تقریباً برابر بعد برخال محسوب شد. نحوه محاسبه بعد برخال شبکه‌زهکشی بر روی سازند زمین‌شناسی با تغییر مقیاس در اندازه‌های مختلف جعبه در شکل ۳ نشان داده شده است. در این نمودار محور X ها اندازه شبکه و محور Y ها نشان‌دهنده نقاط موجود در هر مربع است. سپس این نمودار با منحنی نظریه برخال برازش داده می‌شود تا همبستگی میان دو نمودار به دست آید. طی این کار، همبستگی بین تعداد و اندازه شبکه نشان داده می‌شود (۲۲، ۲۱، ۱).

$$N = \varepsilon D + c \quad (۶)$$

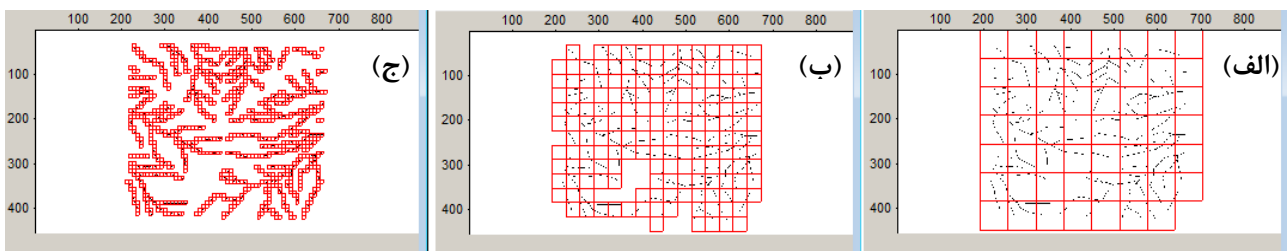
در این رابطه D بعد برخال و یا همان همبستگی بعد و c ضریب ثابت می‌باشد. نرم افزار Fractalyse از جمله نرم‌افزارهایی است که با آن می‌توان بعد برخال را به روش شمارش جعبه‌ای و سایر روش‌ها محاسبه نمود. در صورتی که یک الگوی مشخص تکرار گردد شی یا فرایند مورد نظر تک‌برخال بوده و در صورتی که چند الگوی مختلف بر پدیده‌ی مورد نظر حاکم باشند، آن پدیده چندبرخالی است.

شاخص SL جهت تاثیر متغیرهای محیطی بر روی انحناى نیمرخ طولی رودخانه تعیین شده است. شاخص SL از طریق رابطه (۴) محاسبه می‌گردد که در آن ΔH و ΔL به ترتیب اختلاف ارتفاع و فاصله افقی در یک مقطع مشخص و L طول آبراهه از نقطه مرکزی مقطع اندازه‌گیری شده تا سرچشمه آبراهه است (۶).

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad (۴)$$

هندسه برخال (تحلیل تک برخالی و چند برخالی)

یک برخال، شکل هندسی است که می‌تواند به بخش‌هایی تقسیم شود که هر کدام از آن‌ها یک کپی تعدیل یافته از لحاظ اندازه، از کل باشد. معروف‌ترین روش محاسبه بعد برخال، روش جعبه‌شمار^۲ است چرا که از این روش می‌توان برای محاسبه بعد برخالی تمامی عناصر، ابعاد و اشکال مختلف استفاده کرد و سرعت انجام محاسبه آن بیشتر از دیگر روش‌ها است. علاوه بر این، خوارزمیک (الگوریتم) آن قابلیت استخراج نتایجی با اطمینان زیاد را فراهم می‌آورد (۱۹). در این روش شبکه‌ای از خانه‌های مربع شکل روی تصویر مورد نظر قرار داده می‌شود. اندازه شبکه با (ε) مشخص می‌شود که معیاری از مقیاس است. تعداد مربعاتی که هر قسمت از منحنی مورد نظر را پوشش می‌دهد، محاسبه می‌شود. این کار برای مربعات با اضلاع مختلف تکرار می‌شود. حد نهایی این قسمت زمانی است که ε به صفر میل می‌کند.



شکل ۳. نحوه محاسبه بعد برخال شبکه‌زهکشی بر روی سازند کهر با تغییر مقیاس،

(الف) اندازه جعبه ۳۲ (ب) اندازه جعبه ۱۶ و (ج) اندازه جعبه ۸

$$\tau(q) = (q-1)D(q) \quad (9)$$

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (10)$$

$\alpha(q)$ شدت تکنیک است که ترسیم آن در برابر تابع طیف تکنیکی $f(\alpha q)$ می‌تواند ویژگی‌های چندبرخالی را نمایان سازد. برای به دست آوردن ویژگی‌های کمی این طیف، یک تابع درجه ۲ بر این نمودار منطبق می‌شود.

$$f(\alpha(q) = A(\alpha(q) - \alpha_0)^2 + B(\alpha(q) - \alpha_0) + C \quad (11)$$

که در آن A ، B و C ضرایب ثابت معادله هستند. در میان این متغیرها، B عامل عدم تقارن است که اهمیت ویژه‌ای دارد. (۱، ۳۶).

نتایج و بحث

با بررسی شاخص‌های ژئومورفولوژیک می‌توان تشخیص داد منطقه مورد مطالعه در چه مرحله‌ی فرسایشی واقع شده و فرایندهای فرسایشی در آن فعال یا غیر فعال است. نتایج به دست آمده از محاسبه شاخص انتگرال هیپسومتریک نشان داد که پلات‌ها در هر سه سازند زمین‌شناسی به طور متوسط مقدار عددی ۰/۵ را به خود اختصاص داده‌اند که نشان‌دهنده توپوگرافی بالغ و منحنی مقعر-محدب (شکل ۴) در منطقه مورد مطالعه است (جدول ۱). بنابراین بسیاری از فرایندهای ژئومورفیک منطقه مورد مطالعه تقریباً به طور متوازن و متعادل روی می‌دهد و گذر از مرحله بلوغ به پیری را شاهد خواهیم بود. تعدادی از پلات‌ها مقادیر بیشتر از ۰/۵ را نشان دادند که مقادیر زیاد این شاخص در منطقه مورد مطالعه می‌تواند ناشی از کنده شدن تازه یک سطح با سن متوسط نهشته‌گذاری باشد (جدول ۱).

در واقع در صورتی که تنها یک شاخص برخالی برای مثال بعد برخالی برای ساخت یک شی یا فرایند کافی باشد آن شی، تک برخالی است. در غیر این صورت آن شی یا فرایند، چندبرخالی می‌باشد. به عبارت دیگر، در قسمت‌های مختلف، شی مورد نظر از بعدهای برخالی متفاوتی برخوردارند. در روش تجزیه و تحلیل چندبرخالی به جای به دست آوردن یک بعد برخالی، یک طیف یا تابعی از ابعاد برخالی به دست می‌آید (۳۷). در پژوهش حاضر از دو تابع D_q و $f(\alpha q)$ استفاده شد. طیف D_q که ابعاد همبستگی عمومی^۱ نیز نامیده می‌شود به صورت رابطه (۷) محاسبه شد:

$$D_q = \frac{1}{q-1} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log \sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q}{\log r} \quad (7)$$

$P_i(r)$ احتمال یافتن یک نقطه یا جرم در i امین (=

$1, 2, \dots, N$) کره با شعاع r و $\sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q$ با عنوان

تابع جدایش^۲ نامیده شد. متغیر q درجه گشتاوری معیار P_i با مقداری از $-\infty$ تا $+\infty$ است. در ساختارهای تک برخالی، D_q برای همه q ها برابر است. ولی در مورد پدیده‌های چندبرخالی D_q با افزایش q به تدریج کاهش پیدا می‌کند. سه روش شمارش جعبه، شعاع ثابت^۳ و جرم ثابت^۴ برای به دست آوردن ابعاد چندبرخالی وجود دارد که در پژوهش حاضر از روش شمارش جعبه استفاده شد. در این روش پدیده مورد بررسی توسط شبکه‌ای با N جعبه به اندازه r پوشانده شد و $P_i(r)$ در i امین جعبه به دست آمد. تابع دیگری که برای تحلیل چندبرخالی پدیده‌ها استفاده می‌شود، تابع طیف تکنیکی^۵ یا $f(\alpha q)$ است که طبق رابطه‌های (۸ تا ۱۰) محاسبه شد (۷، ۱۰، ۳۷).

$$f(\alpha(q)) - \tau(q) \quad (8)$$

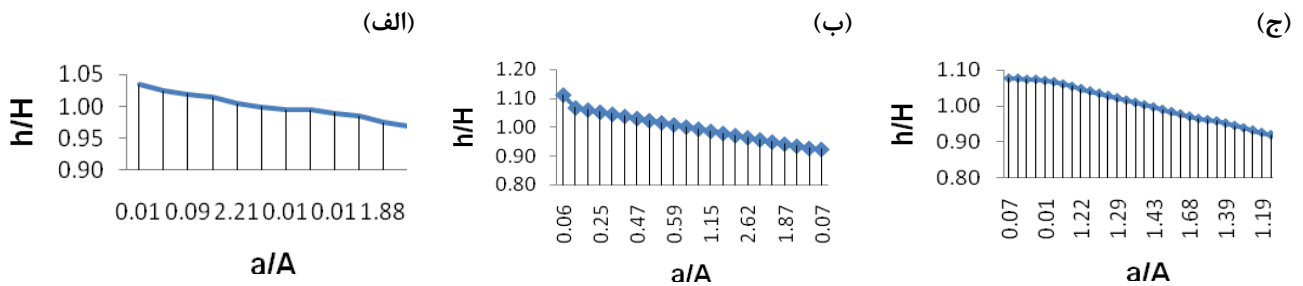
¹ Generalized Correlation Dimensions

² Partition Function

³ Fixed- radius Method

⁴ Fixed- mass Method

⁵ Technical spectrum



شکل ۴. شاخص انتگرال هیپسومتری الف) سازند آهک تفت ب) سازند گرانیت ج) سازند کهر

جدول ۱. مقادیر شاخص انتگرال هیپسومتری در سازندهای زمین‌شناسی

HI	حداقل	حداکثر	میانگین	پلات	سازند
۰/۵	۳۲۲۰	۳۷۰۰	۳۴۶۹	۱	گرانیت شیرکوه
۰/۴۹	۲۵۱۰	۲۸۷۰	۲۶۸۶	۲	
۰/۵	۲۵۱۰	۲۹۰۰	۲۷۱۵	۲۷	
۰/۴۷	۲۰۶۰	۲۳۰۰	۲۱۷۲	۲۰	
۰/۵	۲۴۸۰	۲۸۰۰	۲۶۲۸	۱۲	
۰/۵	۱۷۵۰	۱۹۳۰	۱۸۴۰	۷	کهر
۰/۵	۱۸۳۰	۲۰۸۰	۱۹۵۹	۱۰	
۰/۵۵	۱۹۳۰	۲۰۴۰	۱۹۹۰	۱۳	
۰/۵	۱۷۳۰	۱۸۳۰	۱۷۸۰	۱۵	
۰/۵	۲۰۷۰	۲۲۶۰	۲۱۵۴	۴	
۰/۴۶	۲۰۷۰	۲۶۶۰	۲۴۱۰	۶	آهک تفت
۰/۵	۱۶۸۰	۲۱۰۰	۱۹۱۶	۲۹	
۰/۵۵	۱۸۰۰	۲۲۰۰	۲۰۳۵	۱۸	
۰/۵۶	۲۸۴۰	۳۲۰۰	۳۰۴۹	۴۰	
۰/۵	۲۸۸۰	۳۳۴۰	۳۱۰۰	۱۱	

کمترین شاخص Vf اندازه‌گیری شده مربوط به دره شماره ۱۱ است که در سازند آهک تفت قرار گرفته است و نیز بیشترین مقدار عددی ۱۰/۳۳ مربوط به دره شماره ۱۵ در سازند کهر بوده است.

میانگین شاخص نسبت پهنای دره به ارتفاع آن، به ترتیب در سه سازند کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت، ۵/۵۶، ۳/۵۲ و ۱/۳۸ محاسبه گردید. مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده از دره‌ها در سازندهای زمین‌شناسی نشان می‌دهد که آبراهه‌ها در سازند کهر به طور جانبی دچار فرسایش می‌شوند و در سازند آهک تفت به طور فعال عمل حفر آبراهه‌ها رو به پایین است.

به‌طور کلی، تجزیه و تحلیل هیپسومتریک به عنوان یک ابزار قدرتمند در ارزیابی پستی و بلندی‌ها، زمین‌ساخت، سنگ‌شناسی، اقلیم و مراحل فرسایشی مناطق دارای اهمیت و جایگاه خاصی می‌باشند (۱۶).

در منطقه مورد بررسی تعداد ۱۵ دره مورد بررسی قرار گرفت و مقدار شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن محاسبه شد (جدول ۲).

مقادیر به دست آمده برای شاخص فوق در منطقه مورد مطالعه متغیر است که می‌توان این پدیده را به جنس مواد زمینی و مقاومت متفاوت آن‌ها در برابر عوامل فرسایشی نسبت داد. شاخص Vf نشان‌دهنده جوان بودن یا پیری مراحل چرخه فرسایشی است. ملاحظه می‌شود

جدول ۲. مقادیر شاخص Vf در سه سازند زمین‌شناسی

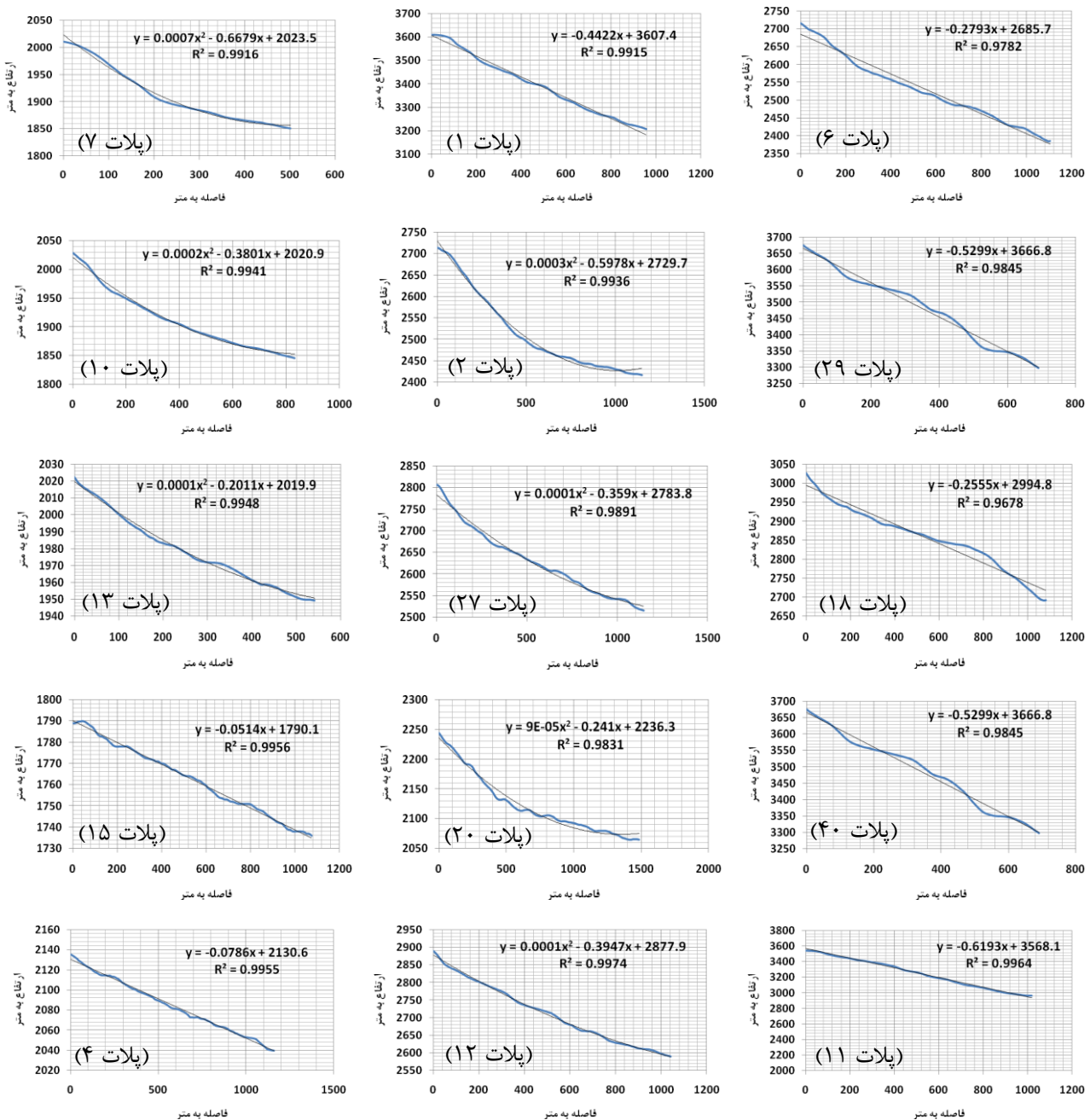
SL	Fr	WI	D	Vf	Esc	Erd	Eld	Vfw	مختصات جغرافیایی		پلات	سازند
									عرض	طول		
۲۰۲	۰/۲۶	۲۸۴	۷۵	۰/۷۰	۳۲۲۵	۳۲۹۲	۳۲۹۹	۴۹	۳۴۹۶۰۶۸	۲۲۲۴۳۵	۱	گرانیت شیرکوه
۱۵۳	۰/۰۵	۲۵۶	۱۴	۳/۵۲	۲۵۲۷	۲۵۳۹	۲۵۳۶	۳۷	۳۵۰۰۳۱۰	۲۱۴۱۱۹	۲	
۱۴۹	۰/۰۹	۲۳۲	۲۲	۷/۱۶	۲۵۹۵	۲۶۱۹	۲۶۰۹	۱۳۶	۳۵۰۴۱۰۱	۲۰۹۰۶۱	۲۷	
۸۹	۰/۰۳	۲۹۸	۱۰	۵/۱۶	۲۱۰۹	۲۱۱۸	۲۱۱۹	۴۹	۳۵۰۵۰۱۱	۲۱۸۴۳۳	۲۰	
۱۵۵	۰/۱۴	۳۲۱	۴۶	۱/۰۸	۲۶۹۴	۲۷۴۰	۲۷۳۹	۴۹	۳۵۰۳۶۷۸	۲۱۷۹۰۰	۱۲	
۸۳	۰/۱۱	۴۴۴	۵۱	۳/۱۵	۱۹۴۷	۱۹۹۸	۱۹۹۰	۱۴۸	۳۵۲۵۰۶۳	۲۱۶۸۸۱	۷	سازند کهر
۹۱	۰/۰۵	۲۹۲	۱۶	۳/۸۱	۱۸۶۲	۱۸۷۸	۱۸۷۸	۶۱	۳۵۳۲۴۸۶	۱۹۹۴۴۱	۱۰	
۳۹	۰/۰۴	۳۵۱	۱۴	۹/۵۰	۱۸۰۶	۱۸۲۰	۱۸۲۰	۱۳۳	۳۵۳۳۵۶۷	۱۹۵۵۰۲	۱۳	
۲۶	۰/۰۳	۲۲۱	۶	۱۰/۳۳	۱۷۵۴	۱۷۶۰	۱۷۶۰	۶۲	۳۵۳۳۱۰۷	۱۹۹۶۱۲	۱۵	
۴۸	۰/۱۳	۵۳۹	۷۰	۱	۱۸۴۰	۱۹۱۰	۱۹۱۸	۷۴	۳۵۳۱۸۴۲	۱۹۹۶۷۲	۴	
۱۷۵	۰/۱۷	۲۱۷	۳۷	۰/۷۷	۲۴۴۴	۲۴۸۱	۲۵۰۰	۳۶	۳۴۸۴۳۷۶	۲۵۲۸۰۲	۶	سازند آهک تفت
۲۷۸	۰/۱۴	۸۱	۱۱	۱/۶۴	۳۰۶۲	۳۰۷۹	۳۰۷۳	۲۳	۳۵۰۰۳۶۹	۲۸۹۸۳۵	۲۹	
۱۶۳	۰/۰۵	۲۱۷	۱۱	۳/۲۷	۲۸۶۸	۲۸۷۹	۲۸۷۹	۳۶	۳۴۹۷۴۵۴	۲۰۳۷۳۱	۱۸	
۱۸۶	۰/۲۴	۲۱۲	۵۰	۰/۶۰	۱۸۲۳	۱۸۷۳	۱۸۹۶	۳۷	۳۴۹۷۵۳۳	۲۰۵۷۷۹	۴۰	
۱۸۷	۰/۲۷	۱۴۶	۴۰	۰/۶۲	۳۰۹۸	۳۱۳۶	۳۱۳۸	۲۴	۳۵۱۴۶۲۰	۲۴۰۸۰۵	۱۱	

نیروی برشی زیادتر و قدرت فرسایشی آب زیادتر می‌شود و با توجه به مقاومت و سنگ‌شناسی سازند آهک تفت و گرانیت شیرکوه آبراهه‌ها، دره‌هایی با عمق زیاد و به شکل V ایجاد می‌کنند. مقادیر عددی به دست آمده در منطقه مورد مطالعه برای شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره Fr نیز نتایج مشابهی را ارائه می‌دهد (جدول ۲). به طور کلی هر چه مقدار شاخص Fr کوچکتر باشد نشان‌دهنده دره به شکل U و بالعکس هر چه Fr بیشتر باشد، شکل دره بیشتر V شکل است. بیشترین مقدار این شاخص مربوط به دره شماره ۴۰ سازند آهک تفت است و میانگین شاخص Fr در سه سازند کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت، به ترتیب ۰/۰۷، ۰/۱۲ و ۰/۱۷ محاسبه گردید که نشان‌دهنده ناهمسانی در ترکیب سنگ‌شناسی و وضعیت ساختاری دره می‌باشد. با توجه به نتایج به دست آمده از دو شاخص Vf و Fr، سازند کهر به سمت سازند

مقادیر زیاد شاخص Vf در سازند کهر نشان‌دهنده تعریض و تسطیح دره و پایداری دره می‌باشد. دره در این نواحی به صورت جانبی توسعه یافته و شکل U را ایجاد می‌کنند. در واقع، هر چه قدمت دره بیشتر باشد، میزان تحذب شیب‌های طرفین دره کمتر و دهانه دره بازتر می‌شود. دلیل بالا بودن مقدار شاخص Vf در سازند کهر، فرسایش‌پذیری و سن بالای آن است که منجر به تشکیل دره‌های U شکل نسبت به سازند آهک تفت شده است. سازند آهک تفت به دلیل سنگ‌شناسی و ساخت توده‌ای از مقاومت زیادی برخوردار است. از طرفی، بررسی‌ها نشان داد که شیب‌های بالای ۴۰ درصد، در حدود ۶۰ درصد مساحتی سازند تفت را به خود اختصاص داده است، سازند گرانیت شیرکوه در حدود ۵۰ درصد و در سازند کهر، در کلیه پلات‌ها مقدار شیب کمتر از ۴۰ درصد برآورد شده است. هر چه شیب زمین بیشتر باشد،

نیمرخ طولی دره‌ها و تفاوت در مراحل تحول دره‌ها را نشان می‌دهد. به طوری که نیمرخ‌های با انحنای کمتر، مرحله تعادل، بین نهشته‌گذاری و کند و کاو، با تابع خطی برازش داده شده‌اند و دره‌های با انحنای طولی بیشتر، نیمرخ مقعر و مقعر-محدب، با توابع چند جمله‌ای برازش یافتند. در واقع، مقدار قوس و تورفتگی‌های نیمرخ طولی دره‌ها نشان از تحول یافتگی زیاد دره‌ها است.

آهک تفت، گرایش شکل دره از پروفیل U شکل به سمت پروفیل V شکل است. انحنای نیمرخ طولی و عرضی دره‌ها منعکس کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیک، رخدادهای زمین‌ساختی و اقلیمی بسیار متفاوت هستند. توصیف کمی انحنای نیمرخ طولی مقطع دره‌ها در سه سازند زمین‌شناسی کهر، گرانیت شیرکوه و آهک تفت، با استفاده از توابع مختلف ریاضی در شکل ۵ نشان داده شده است. تفاوت در نوع تابع ریاضی، میزان انحنای



شکل ۵. نیمرخ طولی دره در سازندهای کهر (ستون سمت چپ)، گرانیت شیرکوه (ستون وسط) و آهک تفت (ستون سمت راست)

نتایج به دست آمده از پژوهش حاضر تایید کننده نتایج دیگر پژوهش‌های انجام شده در ارتباط با تحلیل نیمرخ دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی است. بررسی‌ها نشان داد که تفاوت در نوع تابع میزان تحول دره‌ها را به خوبی نشان می‌دهد. به طوری که دره‌های با انحنا کم با توابع خطی و نیمرخ‌های با انحنا بیشتر با توابع نمایی و توانی برازش شده‌اند. ولی در منطقه مورد مطالعه هیچ یک از نیمرخ دره‌ها با توابع توانی و نمایی برازش نداشتند. این به این معنی است که دره‌های منطقه مورد مطالعه از نظر تحول در مرحله گذر از بلوغ به سمت پیری واقع شدند (۴، ۵، ۳۵). همچنین بررسی‌ها نشان داد کاربرد شاخص‌های ژئومورفولوژیک انتگرال هیپسومتریک، V_f ، Fr و Sl برای بررسی نیمرخ دره‌ها از توانایی زیادی برخوردار است.

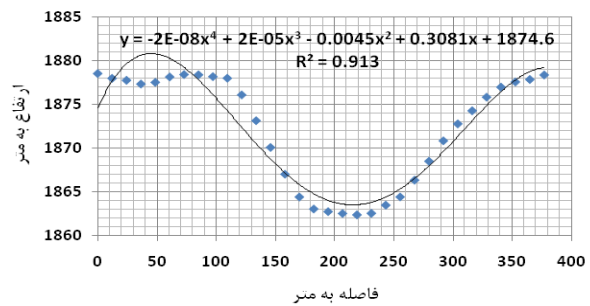
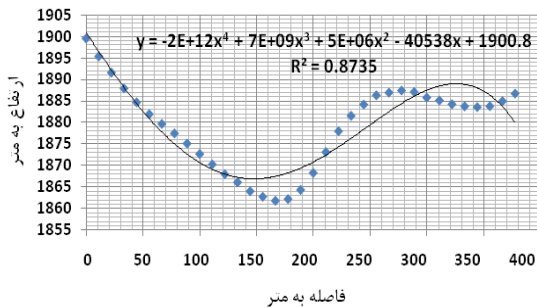
نتایج نشان داد که دره‌های واقع در سازند کهر و سازند گرانیث شیرکوه از تکامل نیمرخ طولی متفاوتی نسبت به دره‌های واقع در سازند آهک تفت برخوردارند که حاکی از تفاوت در سامانه فرسایشی، سنگ‌شناسی و اقلیمی متفاوت در آن‌ها است. بنابراین با استفاده از این شاخص‌ها می‌توان تحول دره را تعیین و در مورد نحوه فعالیت فرآیندهای مختلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره اظهار نظر کرد (۲۷، ۲۸، ۳۸، ۴۰، ۴۴). در ادامه، قابلیت هندسه برخال و توابع ریاضی در بیان پیچیدگی‌های نیمرخ عرضی دره، مورد بررسی قرار گرفت. تحلیل نیمرخ عرضی دره با بهره‌گیری از تحلیل چندبرخال و توابع ریاضی در شکل‌های ۶ تا ۸، آمده است. در بخش تحلیل نیمرخ عرضی دره با توابع ریاضی، توابع چند جمله‌ای درجه دوم و بخصوص درجه چهارم در تمامی اشکال دره تقریب مناسب‌تری دارد که نشان دهنده توانایی زیاد توابع چندجمله‌ای در مدل‌سازی نیمرخ عرضی دره‌ها است. اما نتایج به دست آمده از توابع ریاضی کارایی لازم را برای تشخیص پیچیدگی‌های نیمرخ عرضی دره در سه سازند زمین‌شناسی کهر، گرانیث شیرکوه و آهک تفت ندارد. به همین خاطر نیمرخ عرضی ۱۵ دره مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از تحلیل چندبرخال مورد بررسی قرار گرفت که از این تعداد دره، تنها دره واقع در پلات شماره‌های ۷ و ۱۰ سازند کهر و دره واقع در پلات شماره ۲۷ سازند گرانیث شیرکوه ماهیت چند بر خالی از خود

انحنای نیمرخ طولی دره در سازند آهک تفت با انحنای کمتر و حالت مقعر - محدب دیده می‌شود که به دلیل مقاومت زیاد، همگنی و جوان تر بودن سازند آهک تفت می‌باشد. در حالی که در دو سازند کهر و گرانیث شیرکوه انحنای نیمرخ دره‌ها از انحنای بیشتری برخوردار است. مقدار تقعر در نیمرخ طولی دره‌ها در این دو سازند به‌ویژه در سازند گرانیث شیرکوه به خوبی قابل مشاهده است. لایه‌بندی ماسه‌سنگ و شیل موجود در سازند کهر موجب می‌شود که میان لایه‌های ماسه‌سنگ موجود در سازند کهر به صورت مانعی، تقعر را شکسته و مانع از مقعر شدن نیمرخ طولی آبراهه شود. سازند گرانیث از سازند کهر مقاوم تر ولی نسبت به سازند آهک تفت از مقاومت کمتری برخوردار است. با توجه به وضعیت اقلیمی منطقه و قرارگیری گرانیث شیرکوه در شرایط خشک و سرد، این سازند مستعد هوازگی است و هوازگی شدید، به‌صورت پدیده دانه‌دانه شدن و تولید مواد رسوبی ریزدانه عمل می‌کند. اما یکنواختی موجود در سازند گرانیث شیرکوه، موجب ایجاد مقعر شدن نیمرخ طولی آبراهه نسبت به سازند کهر شده است. نتایج به دست آمده از انتگرال هیپسومتریک نیز، نشان دهنده همین مسئله و توپوگرافی بالغ و منحنی مقعر - محدب در منطقه مورد مطالعه است. در نیمرخ‌های با انحنای زیاد تابع چندجمله‌ای تقریب مناسب‌تری دارند. در واقع، روش چندجمله‌ای در مدل‌سازی مقطع طولی دره‌ها توانایی زیادی دارد. به منظور بررسی بیشتر اثر سه سازند زمین‌شناسی کهر، آهک تفت و گرانیث شیرکوه بر نیمرخ طولی دره از شاخص SL استفاده شد این شاخص با قدرت رود ارتباط دارد و به مقاومت سنگ‌ها حساس است. با توجه به نتایج، شاخص SL در مناطقی که بستر آبراهه از سازند آهک تفت عبور می‌کند، بیشتر می‌شود (جدول ۲). همچنین کمترین SL با مقدار ۲۶ با کم عمق‌ترین دره در پلات شماره ۱۵ سازند کهر هم‌خوانی داشته و مقادیر بیشتر آن بر دره‌های عمیق سازند آهک تفت منطبق است. بر این پایه شاخص SL به سنگ‌شناسی بسیار حساس است و به ترتیب مقادیر این شاخص از سازند آهک تفت به سمت سازند کهر کاهش می‌یابد.

نشان دادند. تحلیل چندبرخالی نیمرخ عرضی دره واقع در پلات شماره ۷ در سازند کهر در شکل ۶ آورده شده است. بر پایه تابع Dq که به آن ابعاد همبستگی عمومی نیز می‌گویند؛ با افزایش مقدار q به تدریج Dq کاهش یافت که این از ویژگی طیف پدیده‌های چندبرخال است. برای ساختارهای تکبرخالی، Dq برای همه q برابر است. نکته قابل توجه دیگر در تحلیل ویژگی‌های پدیده‌های چندبرخال، تابع دیگری با نام $f(\alpha q)$ است. مهمترین ویژگی‌های یک پدیده چندبرخال را باید در این تابع جستجو کرد. شکل این تابع، سهمی واژگون است که رأس آن در $\alpha = 0$ قرار گرفته و از $-10 - (\alpha_{\min})$ تا $+10$

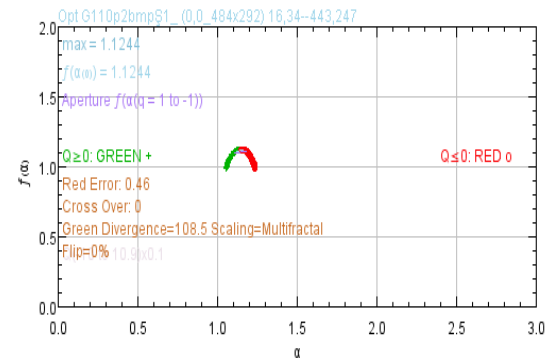
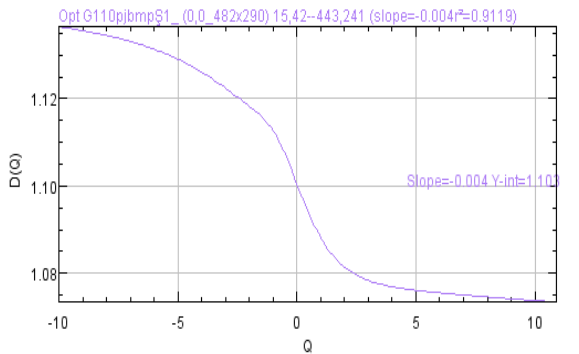
امتداد یافته است. مشابه این نتایج در دره شماره ۱۰ در سازند کهر نیز، مشاهده شد. چرا که نیمرخ عرضی این دره نیز سهمی شکل بوده و ماهیتی چندبرخالی دارد. در واقع وجود ماهیت چندبرخالی در هر پدیده، حاکی از ساختار پیچیده‌تر آن پدیده است. علاوه بر این، دهانه‌ی طیف $f(\alpha q)$ نشان‌دهنده درجه و شدت چندبرخالی بودن پدیده است که در اینجا دره ۷ نسبت به دره ۱۰ از درجه چندبرخالی بیشتری برخوردار است. اما دره ۱ سازند گرانیس شیرکوه، ماهیتی چندبرخالی ندارد، چرا که با افزایش مقدار q ، Dq نیز افزایش یافته است (شکل ۷).

نشان دادند. تحلیل چندبرخالی نیمرخ عرضی دره واقع در پلات شماره ۷ در سازند کهر در شکل ۶ آورده شده است. بر پایه تابع Dq که به آن ابعاد همبستگی عمومی نیز می‌گویند؛ با افزایش مقدار q به تدریج Dq کاهش یافت که این از ویژگی طیف پدیده‌های چندبرخال است. برای ساختارهای تکبرخالی، Dq برای همه q برابر است. نکته قابل توجه دیگر در تحلیل ویژگی‌های پدیده‌های چندبرخال، تابع دیگری با نام $f(\alpha q)$ است. مهمترین ویژگی‌های یک پدیده چندبرخال را باید در این تابع جستجو کرد. شکل این تابع، سهمی واژگون است که رأس آن در $\alpha = 0$ قرار گرفته و از $-10 - (\alpha_{\min})$ تا $+10$

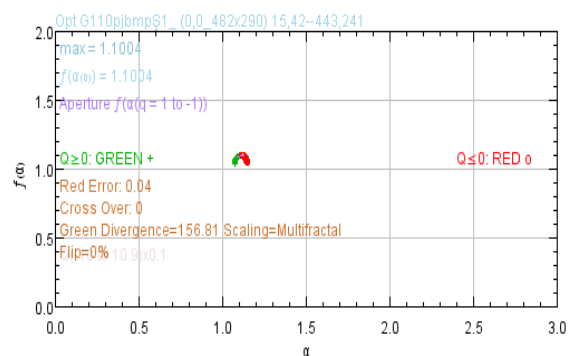
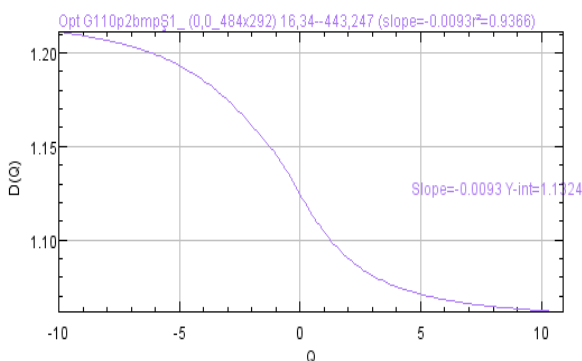


پلات ۱۰ (ب)

پلات ۷ (الف)



پلات ۷ (الف)

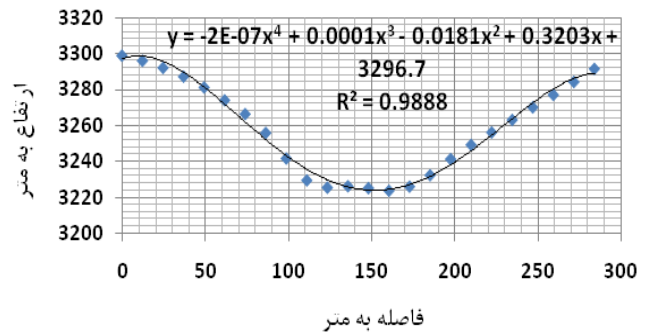
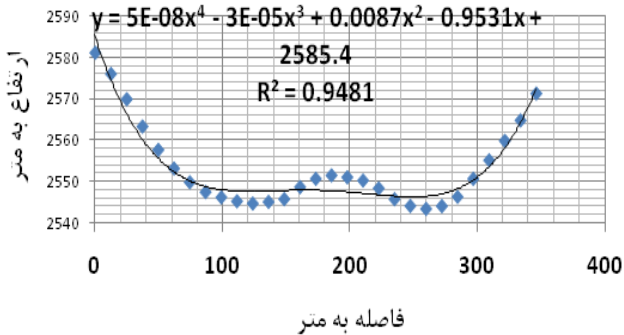


پلات ۱۰ (ب)

شکل ۶. تحلیل چندبرخالی مقاطع عرضی دره در سازند کهر الف) پلات شماره ۷ (ب) پلات شماره ۱۰

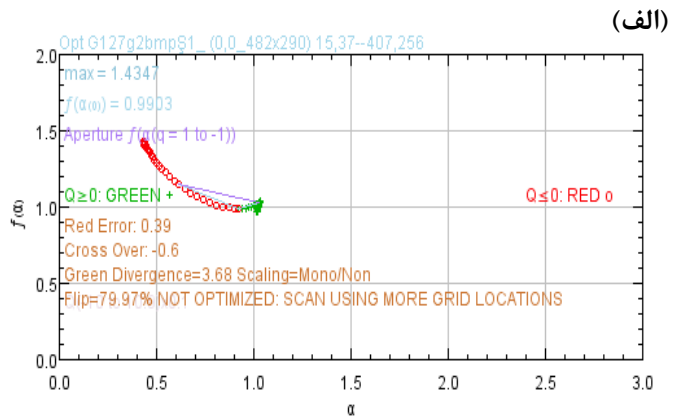
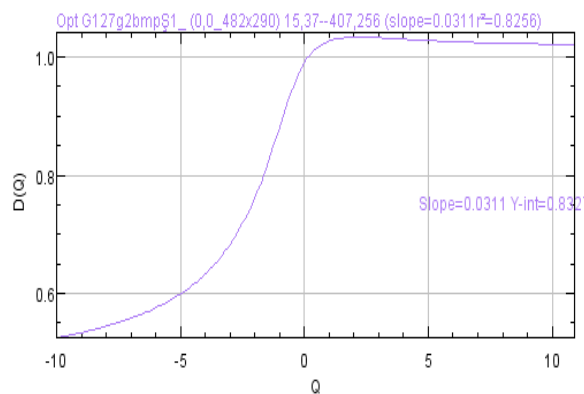
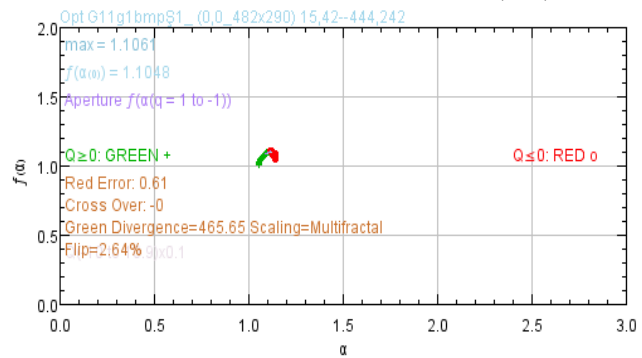
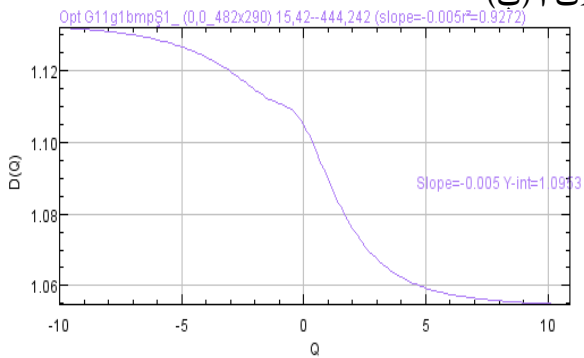
بنابراین می‌توان چنین استنباط کرد که مقاطع عرضی دره در سازندهای مشابه می‌توانند از معادله‌های ریاضی متفاوتی تبعیت کنند. روش‌های کلاسیک و توابع ریاضی رفتار متفاوت سازند کهر و سازند گرانیت شیرکوه را ناشی از بافت ناهمگن و سنگ‌شناسی این دو سازند نسبت به سازند آهک تفت تحلیل می‌کنند. آهک تفت دارای بافت همگن و یکسان بوده و تنوع لایه‌بندی در این سازند وجود ندارد. اما سازند گرانیت شیرکوه توده باتولیتی متشکل از گرانیت و گرانودیوریت است که تفاوت در درجه حساسیت آن‌ها به فرسایش عامل ایجاد رفتار چند برخالی در سازند گرانیت شیرکوه شده است.

در سایر دره‌ها نیز چنین حالتی تکرار شده است (شکل ۸)، به جز در دره شماره ۲۷ در سازند گرانیت شیرکوه که طیف تکنیکی آن $f(\alpha q)$ حالت سهمی شکل دارد. بررسی برخالی و چندبرخالی مقاطع عرضی دره به ترتیب در سه سازند آهک تفت، گرانیت شیرکوه و کهر، نشان داد که این مقاطع از ماهیت برخالی به چندبرخالی در گذر هستند. در این میان هیچ یک از مقاطع دره در سازند آهک تفت ویژگی چندبرخالی ندارد. در تعدادی از مقاطع عرضی دره دو سازند گرانیت شیرکوه و سازند کهر، رویکرد چندبرخالی مناسب‌تر به نظر می‌رسد. چرا که پارامترهای برخالی بسته به موقعیت و مکان ممکن است، متفاوت باشند.



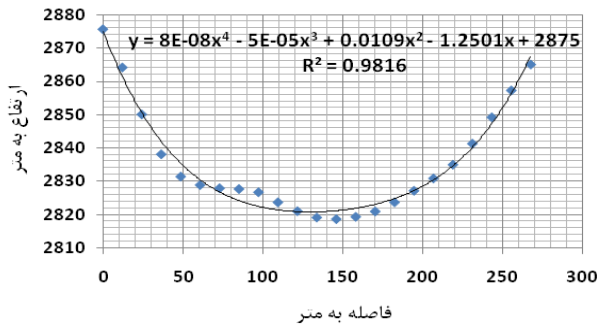
پلات ۱ (ب)

پلات ۲۷ (الف)

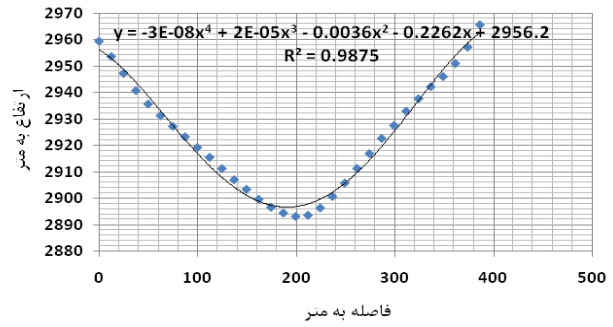


پلات ۲۷ (ب)

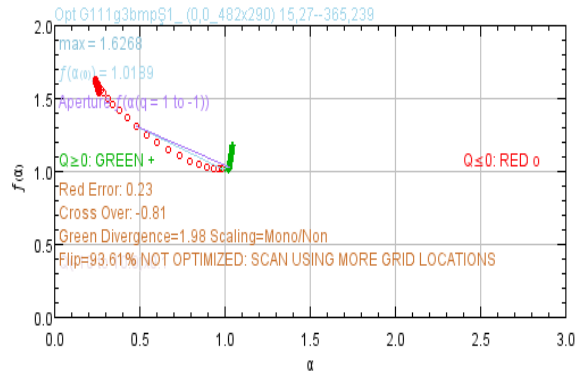
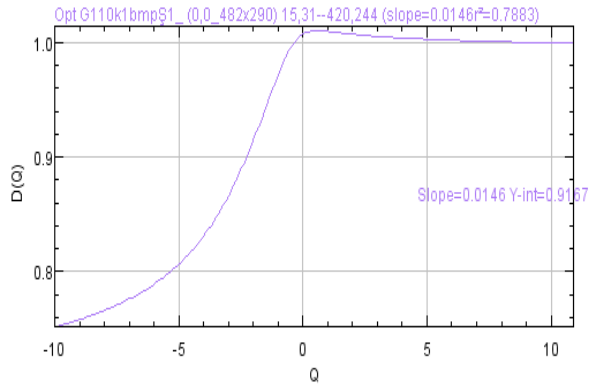
شکل ۷. تحلیل چندبرخالی مقاطع عرضی دره در سازند گرانیت شیرکوه الف) پلات شماره ۲۷ ب) پلات شماره ۱



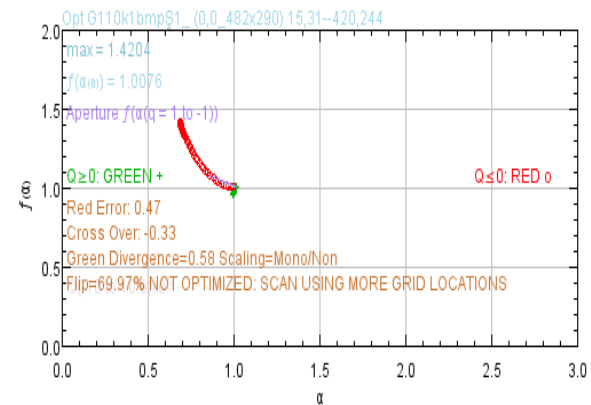
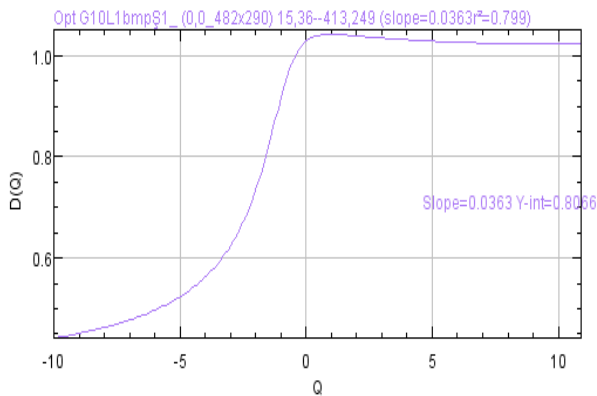
پلات ۲۹ (ب)



پلات ۴۰ (الف)



(الف)



(ب)

شکل ۸. تحلیل چندبرخالی مقاطع عرضی دره در سازند آهک تفت (الف) پلات شماره ۴۰ (ب) پلات شماره ۲۹

کهر و گرانیت شیرکوه در مقایسه با سازند آهک تفت را به خوبی مورد ارزیابی قرار داد و هم‌چنین مرحله فرسایشی منطقه مورد مطالعه را گذر از بلوغ به سمت پیری برآورد نمود. همانگونه که قبلاً نیز بیان شد، وجود ژئوفرم‌هایی در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده وجود دره‌های یخچالی در منطقه مورد مطالعه است. در واقع روش‌های کلاسیک و توابع ریاضی برای تحلیل نیم‌رخ دره‌ها به تنهایی قادر به بررسی مورفولوژی دره‌ها نیستند. در حالی که تحلیل چندبرخال، ماهیت غیر خطی نیم‌رخ دره‌های سازند کهر و گرانیت شیرکوه را بسیار بهتر نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان گفت که تحلیل چندبرخال نیم‌رخ عرضی دره‌ها به دلیل تنها نیاز به شکل نیم‌رخ دره،

سازند کهر تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ می‌باشد. در واقع سازند کهر نیز لایه‌های مختلف سنگ‌شناسی را داریم. این لایه‌بندی متفاوت و تنوع لایه‌بندی عامل ایجاد این رفتار پیچیده است. به گونه‌ای که از سازند آهک تفت به طرف سازند کهر فرسایش‌پذیری سازند افزایش می‌یابد. اما تحلیل چندبرخالی عامل این رفتار پیچیده را بروز تغییرات ناگهانی در طول دره در نتیجه تغییرات اقلیمی و حاکمیت سیستم‌های اقلیمی متفاوت بر منطقه نشان می‌دهد. استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک و توابع ریاضی برای بررسی مقطع دره‌ها در منطقه مورد مطالعه، تا اندازه‌ای پیچیدگی‌های موجود در این مقاطع را تحلیل نمود. به شکلی که نیم‌رخ طولی دره‌های واقع در سازند

نتایج این بررسی نشان داد که در دره‌های با ماهیت تک برخال به دلیل سنگ‌شناسی همگن و یکنواخت، مقدار فرسایش و تولید رسوب کمتر و سازند از مقاومت بیشتری برخوردار است و به سمت دره‌های چند برخال، به دلیل تفاوت در مقاومت لایه‌های سنگی مقدار فرسایش و رسوب نیز افزایش می‌یابد. از این رو، بیشترین برنامه‌های کنترل فرسایش در این مناطق باید بروی دامنه‌های چندبرخال صورت گیرد. تحلیل چندبرخالی عامل این رفتار پیچیده را بروز تغییرات ناگهانی در طول دره در نتیجه تغییرات اقلیمی و حاکمیت سامانه‌های اقلیمی متفاوت بر منطقه نشان می‌دهد. از نتایج به دست آمده از پژوهش حاضر نتیجه‌گیری می‌شود که هندسه برخالی قادر به اندازه‌گیری پیچیدگی هندسی موجود در این پدیده است. به طوری که بررسی برخالی و چندبرخالی نیمرخ عرضی دره‌ها به ترتیب در سه سازند آهک تفت، گرانیب شیرکوه و کهر، نشان داد که این مقاطع از ماهیت تک برخالی به چندبرخالی در گذر هستند. در این میان هیچ یک از مقاطع دره در سازند آهک تفت ویژگی چندبرخالی ندارد و در تعدادی از مقاطع عرضی دره دو سازند گرانیب شیرکوه و سازند کهر، رویکرد تک برخالی مناسب‌تر به نظر می‌رسد. بنابراین، با افزایش بعد برخالی بی‌نظمی در متغیرهای مختلف سیستم افزایش می‌یابد (۱۷). از این رو بدیهی است ضمن محاسبه بعد برخالی، نظم یا بی‌نظمی حاکم بر فرآیندهای تاثیر گذار بر سیستم دره را می‌توان شناخت و در ارائه مدیریت هر چه بهتر در منطقه از آن بهره برد. هم‌چنین، به دلیل شکننده بودن اکوسیستم در مناطق خشک، درک مناسب از وضعیت فرسایشی و ژئومورفیک دره، ابزاری مفید و کارآمد در مدیریت این مناطق به حساب می‌آید.

■ References

1. Agh-Atabai, M. (2014). Multifractal Analysis of Earthquake Epicenters in the Golestan Province. *Geoscience*, 23(92), 123-128 (in Farsi).
2. Ahmadi, T., & Rahimi Chakdel, A. (2013). Geomorphology and Morphotectonic Area of Lali-Gotvand, Khuzestan Province. *Geographical Planning of Space*, 3(7), 121-139 (in Farsi).
3. Azizi, Gh., Maleki, S., Karimi, M., Shahbazi, R., & Rostami, H. (2018). Holocene Vegetation and Climate Changes in Iran. *Quaternery*, 3(11), 205-229 (in Farsi).
4. Bayati Khatibi, M., & Heidarzadegan, P. (2005). Determination of the Stages of Geomorphological Evolution of Mountain Valleys with Classical and Mathematical Methods (Case Study: Eleven Basins and Main Valley of Sahand Mountain). *Geography and Development*, 3(5), 85-110 (in Farsi).

سادگی انجام تحلیل‌ها، دقت و از همه مهم‌تر مبتنی بودن بر ماهیت غیر خطی نیمرخ دره‌ها روشی کارآمد در بررسی مورفولوژی و تحول دره‌ها است. نتایج به دست آمده از پژوهش حاضر با نتایج به دست آمده از بررسی سیمای سرزمین یخچالی و رودخانه‌ای در هیمالیا همخوانی دارد و نشان می‌دهد که تحلیل چندبرخالی برای بررسی سیمای سرزمین یخچالی به دلیل ساختار پیچیده‌تر آن‌ها مناسب‌تر است (۱۰).

■ نتیجه‌گیری

با بررسی نیمرخ دره‌ها (نیمرخ طولی و عرضی)، می‌توان تحول آن را تعیین و در مورد نحوه فعالیت فرآیندهای مختلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره اظهار نظر نمود. روند تحول دره‌ها که در اثر بروز تغییرات بلندمدت در بستر جریان رودخانه‌ها صورت می‌گیرد؛ ممکن است به صورت عادی دنبال گردد و یا در اثر بروز تغییرات ناگهانی در منطقه و یا در طول دره به وجود آید که اشکال خاص ژئومورفولوژیکی را به همراه دارد. توصیف کمی نیمرخ عرضی و طولی دره در سازندهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه نشان داد که گرایش شکل دره، از سازند کهر به سمت سازند آهک تفت، از پروفیل U شکل به سمت پروفیل V شکل است. تفاوت در انحنا و نیمرخ دره‌ها در منطقه مورد مطالعه، ناشی از وجود دو جبهه فرسایشی و رسوب‌گذاری در آبراهه این دره‌ها است. به طوری که نیمرخ طولی نسبتاً مستقیم با تو رفتگی مقعر و قوس‌های محدب متوالی نشان‌دهنده غلبه فرآیند فرسایش و رسوب‌گذاری به ترتیب در قوس‌های محدب و قوس‌های مقعر است. توصیف کمی نیمرخ دره‌ها ابزار سودمندی برای تفکیک بین دره‌های بوجود آمده توسط فرآیندهای مختلف است.

5. Bayati Khatibi, M., & Rajabi, M. (2006). Geomorphological Evolution Analysis of Longitudinal Profile of Valleys in Mountain Regions (Case Study: Eleven Basins and Main Valley of Sahand Mountain). *Geography and Development*, 38(57), 43-59 (in Farsi).
6. Bazyar, R., & Izadi Kian, I. (2018). Tectonics Activity Assessment of Southwest of Zarrinrod (South of Zanjan). *Tectonics*, 2(5), 81-96 (in Farsi).
7. Biswas, A., Zeleke, T. B. & Si, B. C. (2012). Multifractal Detrended Fluctuation Analysis in Examining Scaling Properties of the Spatial Patterns of Soil Water Storage. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19, 227-238.
8. Bull, W. B. (1977). Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. Paper presented at the Geomorphology in Arid Regions, Proceeding 8th Annual Geomorphology Symposium, State University New York at Binghamton.
9. Dutta, S., Ghosh, D. & Chatterjee, S. (2014). Multifractal Detrended Fluctuation Analysis of Pseudorapidity and Azimuthal Distribution of Pions Emitted in High Energy Nuclear Collisions. *Modern Physics*, 29(18), 1450084.
10. Dutta, S. (2017). Decoding the Morphological Differences between Himalayan Glacial and Fluvial Landscapes Using Multifractal Analysis. *Scientific Reports*, 7(1), 11032.
11. Farahbkhsh, Z. (2014). *Hydrogeomorphology of Khezrabad Basin with emphasis on glacier features*. M.Sc. thesis, Yazd University. Department of Geography (in Farsi).
12. GSI Geological survey & mineral explorations of Iran. (2014). Geological maps 1:100000.
13. Gurbi, A., & Nohegar, A. (2007). Geomorphological Evidence of Active Tectonics in Darake Basin. *Geomorphological Research*, 39(8), 177-196 (in Farsi).
14. Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacyn, J., & Keller, E. (2008). Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96(1), 150.
15. Harbor, J. M. (2009). Numerical Modeling of the Development of U-Shape Valleys by Glacial Erosion. *Geological Society of America Bulletin*, 104(10), pp.1364-1375.
16. Huang, X., & Niemann, J. D. (2006). Modelling the Potential Impacts of Groundwater Hydrology on Long-term Drainage Basin Evolution. *Earth Surface Processes and Landforms: The British Geomorphological Research Group*, 31(14), 1802-1823.
17. Karam, A. (2010). Chaos theory, Fractal & Non-linear Systems in Geomorphology. *Physical Geography*, 3(8), 67-82 (in Farsi).
18. Khorshid Dost, A. M., Rezaei Moghadam, M. H., & Khaleghi. S. (2011). Analysis of River Evolution and Erosion in Sangharcha Basin Using Longitudinal and Cross Profiles and Digital Elevation Model. *Geography and Planning*, 15(34), 45-65 (in Farsi).
19. Kusók, M. (2014). Methods of Fractal Geometry Used in the Study of Complex Geomorphology Networks. *AUC Geographia*, 99-110.
20. Li, Y., Liu, G., & Cui, Z., (2001). Glacial Valley Cross-Profile Morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology*, 38, 153-166.
21. Mandelbrot, B. B. (1967). How Long Is the Coast of Britain. *science*, 156(3775), 636-638.
22. Mandelbrot, B. B. (1983). *The Fractal Geometry of Nature/Revised and Enlarged Edition*. New York: WH Freeman and Co.
23. Mohammadi Khashoui, M. (2016). *Quantitative Analysis of Geomorphology Patterns of the Drainage Networks and its Fractal Dimension on Geological Formations in Arid Areas (Case Study, Yazd-Ardakan Basin)*. Dissertation for Ph.D in watershed Management, Yazd University: faculty of Watershed Management.
24. Nash, D. J., Shaw, P. A., & Thomas, D. S. (1994). Duricrust Development and Valley Evolution: Process-Landform Links in the Kalahari. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(4), 299-317.
25. NCC National Cartographic Center. (2014). Topographic Maps 1:25000.

26. Ohmori, H. (1996). Morphological Characteristics of Longitudinal Profiles of Rivers in South Island, New Zealand. *Bulletin of the Department of Geography*, 28, 1-23.
27. Pedrera, A., Pnrez-Pena, J. V., Galindo-Zaldivar, J., Azanon, J. M., & Azor, A. (2009). Testing the Sensitivity of Geomorphic Indices in Areas of Low-Rate Active Folding (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105(3-4), 218-231.
28. Prasicek, G., Otto, J.-C., Montgomery, D. R., & Schrott, L. (2014). Multi-Scale Curvature for Automated Identification of Glaciated Mountain Landscapes. *Geomorphology*, 209, 53-65.
29. Pñrez-Peca, J. V., Azor, A., Azacyn, J. M., & Keller, E. A. (2010). Active Tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from Geomorphic Indexes and Drainage Pattern Analysis. *Geomorphology*, 119(1), 74-87.
30. Radoane, M., Radoane, N., & Dumitriu, D. (2003). Geomorphological Evolution of Longitudinal River Profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50(4), 293-306.
31. Rajabi, M., & Bayatih Khatibi, M. (2008). Investigation of Glacial Valley Landforms (Case study: Glacier Valleys of Sahand Mountain). *Geographical research*, 64, 105-121 (in Farsi).
32. Sant, D. A., & Karant, R. V. (1993). Drainage Evolution of the Lower Naramada Valley, Western India. *Geomorphology*, 8, 221-244.
33. Sharifi, M., & Farahbakhsh, Z. (2015). Investigation about Temperature and Humidity Anomalies between Pleistocene and Present Times; Reconstruction of Climate Condition Using Geomorphic Evidence (Case Study: Khezrabad-Yazd). *Physical Geography Research Quarterly*, 47(4), 583-605 (in Farsi).
34. Sharifi paichoon, M., & Parnoon, F. (2017). the Study and Analysis of Geometrical Variations of Longitudinal and Cross Profiles of Qaresou River during 1954-2014. *Geography And Development*, 15(46), 43-60 (in Farsi).
35. Scott, D.P.(2015). Geomorphometry for Geosciences. Poland: Ministry of Science and Higher Education of Poland.
36. Stokes, M., & Mather, A. E. (2003). Tectonic Origin and Evolution of a Transverse Drainage: the Rio Almanzora Southeast SpaIn. *Geomorphology*, 50, 52-81.
37. Subhakar, D., & Chandrasekhar, E. (2016). Reservoir Characterization Using Multifractal Detrended Fluctuation Analysis of Geophysical Well-Log data. *Physics*, 445, 57-65.
38. Taghavi moghadam, E., & Bahrami, S. (2016). The Effect of Trust Fault Binalud and Nishabor On Tectonics Geomorphology on Southern Slopes Basins in the Binalud Mountain. *Management System*, 10(19), 130-142 (in Farsi).
39. Taghizadeh-Mehrjardi, R. (2014). Digital Soil Mapping Using Geo-morphometric Parameters in the Yazd-Ardakan Plain. *Arid Biom*, 4 (2), 39-53 (in Farsi).
40. Taghizadeh-Mehrjardi, R., Sarmadian, F., Omid, M., Toomanian, N., Rusta, M. J., & Rahimian, M. H. (2013). Incorporating Soil Taxonomic Distance and Decision Tree for Spatial Prediction of Soil Classes in Ardakan, Yazd. *Arid Biom*, 6(1), 27-39 (in Farsi).
41. Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., & Amblas, D. (2013). Significance of the Fine Drainage Pattern for Submarine Canyon Evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology*, 184, 20-37.
42. Tipping, R. (1994). Fluvial Chronology and Valley Floor Evolution of the Upper Bowmont Valley, Borders Region, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(7), 641-657.
43. Wallerstein, N., & Thorne, C. (2004). Influence of Large Woody Debris on Morphological Evolution of Incised, Sand-Bed Channels. *Geomorphology*, 57(1), 53-73.
44. Yamani, M., Amirinejad Tork, S., Gholami, F., & Nejad Hoseyni, R. (2018). Investigation of the Active Tectonic in Semnan Basin (South of Semnan) Using Geomorphological Indices. *Management System*, 6(1), 149-174 (in Farsi).
45. Zelilidis, A. (2000). Drainage Evolution in a Rifted Basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*, 35, 69-85.

Multifractal Analysis of Valley Sections on Geological Formations in Arid Areas (Case Study: Yazd-Ardakan Watershed)

M. Mohammadi^{1*}, M. R. Ekhtesasi², A. Talebi², S. Z. Hosseini³

1. Ph.D of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran.
 2. Prof., Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran.
 3. Assistant Prof., Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran.
- * Corresponding Author: m.mohammadi@stu.yazd.ac.ir

Received date: 16/01/2019

Accepted date: 31/05/2019

Abstract

Quantitative description of valley profiles can be used to identify its geomorphologic and dynamic properties and a useful tool in separating of the valleys created by various processes. In this study, the longitudinal and cross-sections of 15 valleys were investigated in three geological formations of Kahar, Taft and Granite. Fractal properties of valleys along with the mathematical functions and two Vf and Fr indices were used to study valley morphology. The average of Vf index was calculated in Kahar, Taft and Granit formations 5.56, 3.52 and 1.38, respectively. The average of Fr index in three formations were calculated 0.07, 0.20, and 0.17, respectively. Results indicated heterogeneity in the lithology and structural of valleys. According to the results, the shape of the valley, from Kahar to Taft formation, is U profile to V-shaped profile. The results showed that less curvature profiles are fitted with linear functions and profiles with more curvature fitted with polynomial functions. In fact, the polynomial functions, especially, fourth order, have high ability in modeling longitudinal and cross-sections of the valleys. Subsequently, multifractal analysis of cross-sectional valley, using the general multi-fractal dimensions (D_q) and the technical spectrum $f(\alpha_q)$, showed that these sections are transmitted from mono-fractal to multi-fractal. None of the valley sections in Taft formation has multi-fractal properties. In a number of cross-section valleys of Granite and Kahar formations, the multifractal approach seems to be more appropriate, because of varying of fractal parameters depending on the locations. The results of this study showed that the multifractal analysis is a useful tool for assessing the complexity of cross-sections of the valleys and explaining hydrological and geomorphologic properties of valley and watershed.

Keywords: Mathematical functions; Quantitative geomorphology; Longitudinal and Cross-sections; Technical spectrum