

مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره بیست و سوم، بهار ۱۳۹۹

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۲۶

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۳/۰۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۵/۰۷

صفحات: ۸۴ - ۶۳

کاربرد آنالیز فرکتال سطحی (SFA) در تحلیل ناهنجاری های سطحی و رابطه آن با تغییرات زونهای مورفوتکتونیک در حاشیه کمربند زاگرس مرتفع (HZB)

مهناز شیران^۱، محمد علی زنگنه اسدی^{۲*}، پائولو موتزی^۳، حامد ادب^۴، ابوالقاسم امیراحمدی^۵

چکیده

هندسه فرکتال روشی برای توصیف کمی ویژگی خود متشابهی یا خود الحاقی در زمین‌ریخت‌های پیچیده و توضیح پیچیدگی‌ها و ناهمواری‌های سطحی است. در این مطالعه از روش تحلیل فرکتال سطحی در غالب یک مدل سلولی به روش تقسیم‌بندی پوششی استفاده شد. نتایج نشان داد فرایندهای زمین‌شناسی و زمین ریخت شناسی باعث تغییر ویژگی بعد فرکتال زمین ریخت‌ها می‌شوند. تغییر مرزهای سنگ شناسی و گسل‌ها بر تغییرات بعد فرکتال اثر می‌گذارند و نحوه تأثیرگذاری آن‌ها با توجه به شرایط ناهمواری مثل بسامد، دامنه و جنس سازندها متفاوت است. در واحدهای لیتولوژیک با سازندهای سخت آهکی، بعد فرکتال پایین است و در سازندهای سست آبرفتی بعد فرکتال افزایش پیدا می‌کند. فراوانی آبراهه‌ها و حاشیه آن‌ها نیز بر بعد فرکتال تأثیر می‌گذارد، همچنین همگنی واحدهای سنگ‌شناسی باعث کاهش بعد فرکتال می‌شود. در این مطالعه نیز کمترین بعد فرکتال مربوط به واحدهای یکپارچه آهک اوربیتولین دار مزوزوئیک در مرز بین دو زون ساختاری سندج سیرجان و زاگرس مرتفع است. ولی سازندهای نا مقاوم و حساس به فرسایش کواترنری باعث افزایش بعد فرکتال می‌شوند. تناوب لایه‌های سخت و سست نیز در مقیاس محلی بر بعد فرکتال مؤثر است همچنین ارتفاعات نسبت به زمین‌های پست بعد فرکتال پایین‌تری دارند. بین بعد فرکتال و ارتفاع به شکل کلی رابطه معکوس دیده می‌شود و این رابطه در مورد شاخص زبری ناهمواری نیز در این حوضه وجود دارد. نتایج این تحقیق نشان داد، تغییرات بعد فرکتال سطح به مجموعه‌ای از عوامل سنگ شناسی، تکتونیک و ژئومورفولوژیکی وابسته است، همچنین در مناطق پیچیده توپوگرافی، بررسی تغییرات بعد فرکتال میتواند در آشکار سازی و بررسی ناهنجاری های سطحی زمین، ابزار مفید و موثری باشد.

واژگان کلیدی: آنالیز فرکتال سطح، مورفوتکتونیک (ریخت زمین ساخت)، ناهنجاریهای سطحی، کمربند زاگرس مرتفع

1- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

2- دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار (نویسنده مسئول)

3- استاد زمین شناسی، دانشگاه پادوا، ایتالیا

4- استادیار سنجش از دور، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

5- استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

1- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

2- دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار (نویسنده مسئول)

3- استاد زمین شناسی، دانشگاه پادوا، ایتالیا

4- استادیار سنجش از دور، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

5- استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

مقدمه

تئوری فرکتال روشی کمی برای توصیف یک پدیده طبیعی یا یک شیء با توزیع نامنظم یا ناهنجار است، در واقع فرکتالها مانند سایر مفاهیم ریاضی تجریدی هستند و برای توصیف مفاهیمی چون خود متشابهی^۱ و خود الحاقی^۲ در ریاضیات به کار می‌روند (Wang و Xie، ۱۹۹۹). در ریاضی اقلیدسی بعد توپولوژیک (مکان شناختی) یک خط با بعد یک، صفحه با بعد دو و مکعب با بعد سه بیان می‌شود. اما بعد فرکتال عددی بین این مقادیر است و نشان‌دهنده ماهیت طبیعی پدیده‌ها در پر کردن فضا است (Culling و Datko، ۱۹۸۷). در علوم زمین از هندسه فرکتال برای مدل‌سازی و کمی‌سازی الگوهای پیچیده طبیعی که ویژگی فرکتالی دارند استفاده می‌شود. هندسه فرکتال راهی برای توصیف کمی ویژگی خود متشابهی یا خود الحاقی در زمین ریخته‌های^۳ پیچیده است و بعد فرکتال بیان‌کننده طبیعت زمین‌ریخت به شیوه سیستماتیک و راهی برای توصیف کمی زمین‌ریخت است (Bi و همکاران، ۲۰۱۲) اما با توجه به روش‌های استفاده شده برای محاسبه بعد فرکتال، نتایج متفاوتی برای هر زمین‌ریخت حاصل می‌شود (Fox و Hayes، ۱۹۸۵؛ Laverty، ۱۹۸۷). در مطالعات اولیه، کاربرد فرکتال در ژئومورفولوژی تنها به ساختارهای خطی مانند رودخانه‌ها، سواحل و خطوط‌ها معطوف بود (مانند مطالعه روی شبکه رودخانه‌ها توسط Hjelmfelt، ۱۹۸۸؛ La Rosso و Barbera، ۱۹۸۹؛ Schuller و همکاران، ۲۰۰۱ و در ایران می‌توان به مطالعات مقصودی و همکاران، ۱۳۹۵؛ علم‌زاده و ماه پیکر، ۱۳۹۶ اشاره کرد) با گسترش تحلیل‌های دیجیتالی روش‌های برآورد بعد فرکتال سطح گسترش پیدا کردند که از جمله آن‌ها می‌توان به روش واریوگرام^۴، طیف توان دوبعدی^۵ و روش تقسیم‌بندی پوششی^۶ اشاره کرد (Huang و Turcotte، ۱۹۸۹؛ Skoda، ۱۹۸۷) در مدل‌های سنتی فرکتالی معمولاً زمین ریخته‌ها به شکل همگن فرض شده و ابعاد فرکتالی آن‌ها به صورت یکنواخت توصیف می‌شود درحالی‌که زمین ریخته‌ها توسط فرآیندهای تکتونیکی و سطحی پیچیده شکل گرفته‌اند (Sung و همکاران، ۱۹۹۸). روش‌های خطی و روش جعبه شمار^۷ به خوبی می‌توانند برای تعیین بعد فرکتال پدیده‌های خطی مورد استفاده قرار گیرند و نتایج معناداری در مورد پدیده‌هایی که کاملاً خودمتشابه هستند نشان می‌دهند اما این روش‌ها در توضیح پدیده‌های توپوگرافیک که عموماً خود الحاقی بوده و توسط شبکه‌های مبتنی بر مدل رقومی ارتفاعی^۸ توصیف می‌شوند کارایی زیادی ندارد (Gilbert، ۱۹۸۹). بیشتر مطالعات، نظیر مطالعات Pentland (۱۹۸۴)، Lovejoy و Schertzer (۱۹۸۸) و Clarke (۱۹۸۶)، نشان داده‌اند که تغییرات بعد فرکتال سطح زمین محلی بوده و علاوه بر آن به مقیاس وابسته است. ولی در سال‌های اخیر مدل‌های سلولی نتایج بهتری برای تجزیه و تحلیل تغییرات ویژگی‌های فرکتال در زمین ریخته‌ها نشان داده‌اند. مدل‌های سلولی فرکتالی مشکل تخصیص یک بعد فرکتال واحد برای واحدهای توپوگرافیک که بزرگ و ناهمگن (مانند مطالعه

1- Self-similar

2- Self-affine

3- Landform

4- Variogram

5- Two-dimensional power spectral

6- Covering divider

7- Box counting

8- DEM

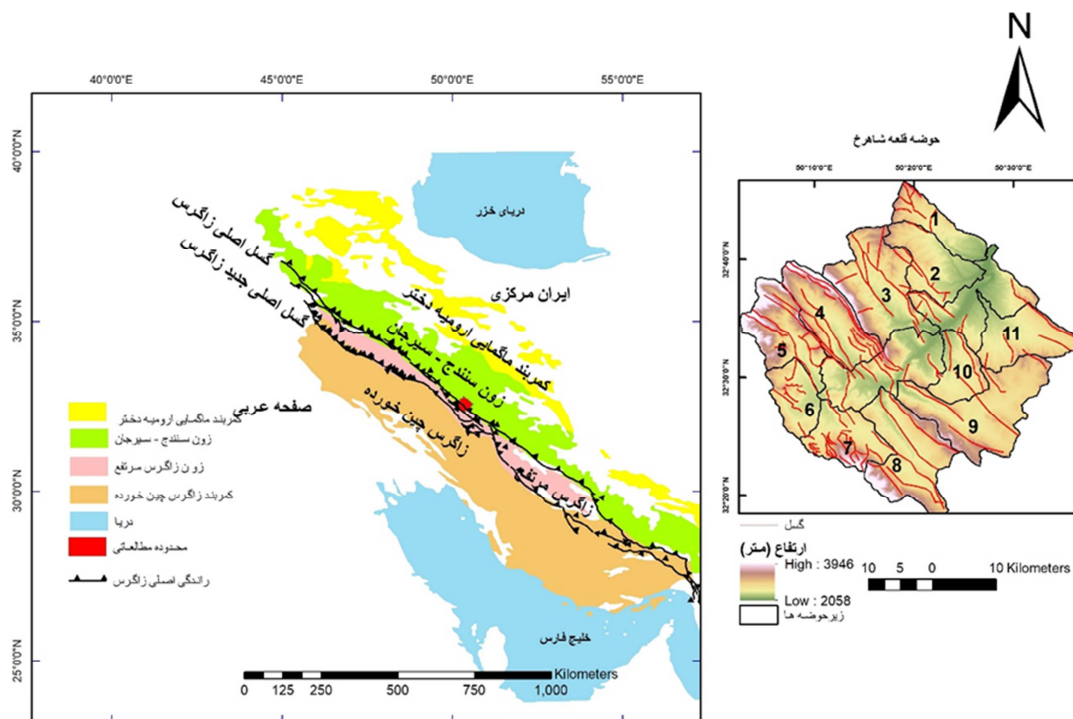
حاضر) هستند را حل می کنند و از این رو می توانند تغییرات مکانی ویژگی فرکتال برای واحدهای ژئومورفولوژیک را به صورت کمی نشان دهند (Bi و همکاران، ۲۰۱۲). مدل سلولی می تواند شکل شبکه‌ای در قالب ساختار مدل رقومی ارتفاعی را حفظ کند، ضمن اینکه می تواند یک منطقه بزرگ را به هزاران واحد کوچک تر تبدیل کند که ویژگی چند فرکتالی زمین ریخته‌ها را به ساختارهای ساده تبدیل کند (Bi و همکاران، ۲۰۱۲). از مطالعاتی که به این شیوه توسط افراد متعدد انجام شده است می توان به مطالعات Outcalt و همکاران (۱۹۹۴)، Sung و Chen (۲۰۰۴)، Bi و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد. سیمای توپوگرافیک ناشی از تأثیر فرایندهای زمین‌شناسی، تکتونیک و ژئومورفولوژیکی است. فرایندهای تکتونیک ممکن است نشانه‌های قابل توجهی روی سطح زمین داشته باشند ولی تشخیص تغییر شکل‌های ناشی از تکتونیک از طریق توپوگرافی کار پیچیده‌ای است زیرا ناهمواری‌های سطح زمین از یک سو منعکس کننده تغییر شکل‌های تکتونیک و از دیگر سو نتیجه پاسخ به فرایندهای سطحی هستند (Faghih و Nourbakhsh، ۲۰۱۵). از آنجاکه توصیف کمی و طبقه‌بندی ناهمواری‌های سطحی نقش مهمی در تحلیل‌های ژئومورفولوژیکی زمین ریخته‌ها دارد لذا هدف اصلی این پژوهش مشخص کردن الگوهای تغییر شکل سطحی ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی بر اساس تحلیل فرکتال سطحی توپوگرافی است. برای این هدف و برای مطالعه تغییر شکل‌های سطحی زمین در اثر فرایندهای تکتونیک می‌توان به نشانه‌ها و شواهد ژئومورفیک که در اثر تغییر شکل‌های^۱ سطحی جابه‌جاشده‌اند استناد کرد. بهترین این نشانه‌ها که در ژئومورفولوژی و زمین ریخته‌ها به شکل سطحی قابل شناسایی هستند خطوط و روند آن‌ها در سطح است (Willett، ۱۹۹۹). روندهای خطی اغلب به خطواره‌ها^۲ معروفند. یک خطواره یک خط قابل ترسیم و ردیابی با سیمایی مستقیم یا خمیده است که منعکس کننده الگوهایی از سطح زمین است که خط سیر مستقیم و یا منحنی دارند (Mwaniki و همکاران، ۲۰۱۵). یک خطواره در علوم زمین به‌عنوان یک عنصر ژئومورفولوژیکی تلقی می‌شود که نشان‌دهنده ساختارهای زمین‌شناسی خطی، مرزهای سنگ شناسی و گسله است. سایر خطوط دست‌ساخته انسانی مانند جاده و خطوط ریلی نیز خطواره محسوب می‌شوند (Leech و همکاران، ۲۰۰۳). سنجش‌ازدور به‌عنوان یک منبع ارزشمند در مطالعات خطواره‌ها کاربرد دارد و در پژوهش‌های متعددی مورد استفاده قرار گرفته که از آن میان می‌توان به مطالعات Masoud و Koike (۲۰۱۱)، Rajesh (۲۰۰۸)، Saadi و همکاران (۲۰۱۱)، Qari (۱۹۹۰)، اشاره کرد. گسل‌ها به‌عنوان ساختارهای خطی شناخته می‌شوند که عمق آن نسبت به پوسته زمین در شناسایی آن به شکل اتوماتیک و توسط داده‌های سنجش‌ازدور تأثیرگذار است. در داده‌های سنجش از دور اپتیک، گسل‌هایی که نزدیک سطح زمین هستند با کنتراست بالا در تصاویر با قدرت تفکیک خوب مشخص می‌شوند، ولی در مورد گسل‌هایی که عمق بیشتری دارند بازتاب آن‌ها در تصاویر مبهم است و اغلب خطواره آن چندان قابل تشخیص نیست، به‌ویژه در تصاویری که قدرت تفکیک مناسبی ندارند، شناسایی آن‌ها بسیار دشوار می‌شود (Flores-Prieto و همکاران، ۲۰۱۵). در این پژوهش برای بالا بردن قدرت آشکارسازی خطواره‌ها توسط

1- Deformation
2- lineament

داده‌های سنجش‌ازدور، از دو دسته داده اپتیک و راداری با روزه مصنوعی^۱ با قدرت‌های تفکیک، طول‌موج و قطبش‌های مختلف استفاده شده است. سپس برای مشخص کردن الگوهای تغییر شکل سطحی و طبقه‌بندی آن‌ها با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی به تحلیل فرکتال سطحی توپوگرافی در منطقه پیچیده زاگرس پرداخته شده است.

منطقه مورد مطالعه

حوضه مورد مطالعه، قلعه شاهرخ - چلگرد در بخش شمال شرق استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد (مرز حوضه توسط نرم افزار Tec DEM (Shazad و Gloaguen, ۲۰۱۱) به شکل اتوماتیک تعیین شده است. این نرم افزار یک جعبه ابزار اجرایی در نرم افزار MATLAB است و برای بررسی مورفوتکتونیک در حوضه از مدل رقومی ارتفاع به عنوان ورودی استفاده می‌کند). خط راندگی اصلی زاگرس با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی از بخش غربی این حوضه می‌گذرد. این خط زون زاگرس مرتفع را از زون سنندج سیرجان جدا می‌کند، به این شکل بخش شرقی حوضه در زون سنندج - سیرجان و بخش غربی در زون زاگرس مرتفع قرار گرفته‌اند. موقعیت این حوضه از جهت قرارگیری در کمربند فرورانش صفحه غربی به زیر خرده صفحه ایران مرکزی از یک سو و تفاوت‌های ساختارهای تکتونیک، توپوگرافی، لیتولوژیک و زمین‌شناسی در دو بخش این حوضه، آن را برای بررسی تغییرات الگوهای سطحی قابل توجه می‌سازد. همچنین یازده زیر حوضه در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که در شکل ۱ مشخص شده است.



شکل ۱: موقعیت محدوده مطالعاتی (قلعه شاهرخ - چلگرد در بخش شمال شرق استان چهارمحال و بختیاری) در زون های ساختاری ایران و موقعیت یازده زیرحوضه در حوضه قلعه شاهرخ - چلگرد

داده ها و روش ها

در این پژوهش از دو دسته داده های سنجنش از دور اپتیکی شامل لندست ۸ و تصاویر راداری با روزنه مصنوعی شامل Sentinel 1, ALOS PALSAR و Terasar جهت بررسی و آشکارسازی خطواره ها و از مدل رقومی ارتفاعی جهت تحلیل فرکتال سطحی توپوگرافی استفاده شد. مدل رقومی ارتفاعی مورد استفاده با دقت تقریبی ۱۲/۳۲ متر (Logan و همکاران، ۲۰۱۴) در نظر گرفته شد. برای بررسی های زمین شناسی و تکتونیک منطقه از نقشه های زمین شناسی برگه های یک صد هزار چادگان و فریدون شهر و برگه ۲۵۰ هزارم شهرکرد استفاده شد. به دلیل مشکل بودن صعود و دسترسی به مناطق کوهستانی زاگرس مرتفع و گستردگی منطقه مبنای کار بر اساس کنترل های لازم از طریق تصاویر گوگل ارث با تأکید بر داده های سنجنش از دور صورت گرفت.

استخراج خودکار خطواره ها

الف - استفاده از داده های اپتیکی لندست ۸: تصویر لندست منطقه در تاریخ ۲-۱۰-۲۰۱۳ انتخاب شد (با توجه به کوهستانی و برف گیر بودن منطقه در زمستان و پوشش گیاهی نسبتاً انبوه در فصل رویش که امکان شناسایی

عوارض سطحی را محدود می‌کند، مناسب‌ترین زمان برای اخذ تصویر پاییز در نظر گرفته شد). پس از تصحیحات اتمسفری به روش تفریق تاریک شی^۱ و تبدیل داده‌های تابندگی باندها به انعکاسی و اعمال الگوریتم گرام اشمیت از باند ۸ با دقت ۱۵ متر برای فیوژن باندهای مرئی ۳۰ متر استفاده شد. سپس با اعمال آنالیز مؤلفه‌های اصلی^۲ باندی که دارای بیشترین اطلاعات بود انتخاب شد.

ب- استفاده از داده‌های راداری با روزنه مصنوعی: این داده‌ها با ویژگی‌های مشخص شده در جدول ۱ پس از اعمال تصحیحات رادیومتریک و هندسی جهت استخراج اتوماتیک خطواره‌ها در ژئوماتیکا مورد استفاده قرار گرفت.

جدول ۱: ویژگی‌های تصاویر SAR مورد استفاده برای استخراج اتوماتیک خطواره‌ها

سنگنده SAR	نوع باند	گذر و زاویه تابش	قطبش
Mosaicked TerraSAR	X	ascending pass	Stripmap (HH)
Sentinel1	C	ascending pass	Level-1 Ground Range Detected (GRD)
Sentinel1	C	descending pass	Level-1 Ground Range Detected (GRD)
ALOS PALSAR	L	ascending pass	Fine Beam (HV)
ALOS PALSAR	L	ascending pass	Fine Beam (HH)

برای استخراج خطواره‌ها از تصاویر ماهواره‌ای سه روش وجود دارد: استخراج دستی، روش نیمه اتوماتیک و روش اتوماتیک. دو روش اولی نیاز به تحلیلهای تجربی دارد ولی در روش اتوماتیک توسط الگوریتم اعمال شده در نرم‌افزار و با توجه به کیفیت تصویر، خطواره‌ها استخراج می‌شوند (Mostafa و Bishta، ۲۰۰۵). از مزایای روش اتوماتیک صرفه‌جویی در زمان است همچنین امکان تشخیص خطواره‌هایی که در روش دستی قابل شناسایی نیستند را فراهم می‌کند به‌ویژه وقتی منطقه تحت مطالعه وسیع یا صعب‌العبور مانند مناطق کوهستانی در مطالعه حاضر باشد. با این وجود نواقصی نیز دارد زیرا کیفیت تصاویر و زمان برداشت تصاویر و در نتیجه زاویه تابش نور خورشید بر کیفیت تشخیص در آن اثر می‌گذارد (علی پور و همکاران، ۱۳۸۷). با توجه به وسعت منطقه مبنای استخراج خطواره‌ها برای شناسایی گسل‌های منطقه به روش اتوماتیک در نظر گرفته شد. روش‌های مختلفی برای استخراج اتوماتیک خطواره‌ها معرفی شده است، از جمله: تبدیل هاگ^۳، تبدیل هار^۴ و الگوریتم (STA) (Moon و Lee، ۲۰۰۲). در این مطالعه از مدل خطی^۶ توسط نرم‌افزار ژئوماتیکا استفاده شد. این مدل مبتنی بر الگوریتم STA است. در این روش یک خط از پیکسل‌ها به‌عنوان یک عنصر برداری به‌وسیله تغییرات محلی در باند خاکستری تصاویر رقومی، برآورد می‌شود (Koike و همکاران، ۱۹۹۸). با توجه به دقت بالای تصاویر راداری، تفسیر بصری و دستی روی تصاویر و خطوط استخراج شده انجام گرفت. تغییرات بافت و تن تصویر همچنین تغییرات ناگهانی در الگوهای توپوگرافی و زهکشی

1- Dark-object subtraction technique

2- PCA

3- Hough Transform

4- Haar Transform

5- Segment Tracing Algorithm

6- LINE

مبنای چنین تفسیرهای بصری هستند. سپس نتایج حاصل از استخراج دستی و اتوماتیک با نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مطابقت داده شد (برگه‌های یک‌صد هزار چادگان و فریدون‌شهر و برگه ۲۵۰ هزارم شهر کرد). نقشه نهایی گسل‌های منطقه در شکل ۳ (ب) نشان داده شده است.

تحلیل فرکتال سطحی

فرکتالها خود الحاق یا خود متشابه هستند. اگر هر قطعه از شکل مشابه کل آن شکل باشد، آن شکل خود متشابه است. در یک شکل خود متشابه تغییرات در هر جهت فضای مختصات اقلیدسی یکسان است، حتی اگر جسم چرخانده شوند، ولی اگر تغییرات یک شکل در هر جهت متفاوت باشد آن شکل خود الحاق است (Xu و همکاران، ۱۹۹۳). ویژگی فرکتالی سطح توپوگرافی زمین از هر دو نوع است. توپوگرافی زمین در سطح افقی از نوع خود متشابه است و در مورد خطوط تراز می‌توان از روشهای خطی مثل شمارش جعبه استفاده کرد ولی در سطح ارتفاعی اغلب از نوع خود الحاق است (Turcotte, ۱۹۹۷) برای فرکتالهای خود الحاق رابطه قوی بین انحراف استاندارد ارتفاع سطح و طول پنجره نمونه وجود دارد (Rahman و همکاران، ۲۰۰۶). در این پژوهش از روش تقسیم پوششی به‌منظور بررسی پیچیدگی‌های سطحی و بررسی ناهمسانگردی زمین ریخته‌ها استفاده شده است، این روش ابزاری معمول و متداول در تعیین ابعاد فرکتال در ساختارهای فرکتالی زمین ریخته‌ها است. در این روش، بعد فرکتالی بر اساس مدل زبری - سطح^۱ طبق روابط زیر محاسبه می‌شود (Faghih و Nourbakhsh, ۲۰۱۵):

$$\sigma = \tau^H \quad (1)$$

در این رابطه σ میانگین انحراف استاندارد اطلاعات در زیربخش سطح (در اینجا اطلاعات توپوگرافی) با مساحت τ است. H به‌عنوان توان هرست^۲ در نظر گرفته می‌شود که طی رابطه (۲) با بعد فرکتال سطح (D_{surf}) رابطه دارد:

$$D_{surf} = 3 - H \quad (2)$$

اگر رابطه (۱) را به‌صورت نمودار Log-Log در نظر بگیریم رابطه (۱) به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$\log \sigma = \log \tau^H \quad (3)$$

برای محاسبه σ در هر محله از معادله (۴) استفاده می‌شود:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (X - \bar{X})^2}{n}} \quad (4)$$

که در آن X ارزش عددی توپوگرافی و n تعداد داده‌ها است. در ابتدا τ مساوی سطح کل پنجره هدف بوده و به‌طور متوالی با فاکتور ۴ در هر مرحله کاهش پیدا می‌کند. همان‌طور که سطح پنجره (τ) کاهش پیدا می‌کند، σ یا میانگین انحراف معیار داده‌ها در زیربخشهای سطح به‌صورت ۱، ۴، ۱۶، ۶۴ و غیره محاسبه می‌شود. بعد فرکتال از شیب

1- Roughness-Surface

2- Hurst

رگرسیون لگاریتم مساحت فضای تقسیم شده (z) در برابر لگاریتم σ محاسبه شده در همان فضای تقسیم شده به دست می آید. اگر نمودار log-log ترسیم شده خطی باشد داده‌ها توزیع فرکتالی دارند و شیب آن‌ها نشان‌دهنده H است که با استفاده از آن می‌توان بعد فرکتال سطح را تعیین کرد (Faghih و Nourbakhsh, ۲۰۱۵). در این پژوهش با استفاده از داده‌های مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۱۲/۳۱ متر استفاده شد. به این صورت با توجه به دقت مدل رقومی ارتفاعی، طول ضلع کوچک‌ترین پنجره معادل ۳ پیکسل و با مساحت $۳۶/۹۳ \times ۳۶/۹۳$ در نظر گرفته شد که شامل ۹ پیکسل صحیح از داده‌های رقومی ارتفاعی بود. به همین ترتیب اندازه ضلع ۴ پنجره بعدی به ترتیب معادل ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ در نظر گرفته شد که پنجره هدف با اندازه ضلع ۴۸ پیکسل و مساحت پنجره هدف $۵۹۰/۸۸ \times ۵۹۰/۸۸$ مترمربع و در حدود ۲۳۰۴ پیکسل در نظر گرفته شد و برای کل منطقه تعداد ۴۳۶۶ پنجره هدف به دست آمد تا کل منطقه را تحت پوشش قرار دهد. برای انجام تحلیل‌های رستری از نرم‌افزار GIS و برای محاسبات این تعداد پنجره هدف و برازش نمودارها از نرم‌افزار متلب استفاده شد. برای مشخص شدن وضعیت سنگ شناسی و واحدهای زمین ریختی از نقشه زمین‌شناسی منطقه و نقشه لند فرم استخراج شده از الگوریتم طبقه‌بندی سطح زمین^۱ که توسط Iwahashi و Pike (۲۰۰۷) معرفی شده و مبتنی بر مدل رقومی ارتفاعی است، استفاده شده است، در این روش از بافت^۲، تحدب^۳ و شیب دامنه‌ها برای طبقه‌بندی زمین ریختها استفاده می‌شود. سپس این دو نقشه با نقشه فرکتال تطبیق داده شد و برحسب درصد مساحت بیشینه هر واحد سنگ شناسی و زمین ریختی با هر کلاس بعد فرکتال، وضعیت غالب سنگ شناسی و زمین ریختی آن واحد مشخص شد.

روش تبدیل موجک پیوسته^۴

توپوگرافی در طول یک پروفیل یا نیمرخ می‌تواند به‌عنوان یک سری زمانی از اعداد تلقی شود. مؤلفه‌های طیفی برای یک سری زمانی می‌توانند توسط تحلیل‌هایی مثل تبدیل فوریه^۵ و تبدیل موجک^۶ انجام شوند. تحلیل موجک برای تحلیل مؤلفه‌های طیفی و جداسازی آن‌ها با توجه به حفظ اندازه رزولوشن یا قدرت تفکیک بسیار کارآمد است و در دهه گذشته کاربردهای وسیعی در پردازش سیگنال داشته است. پرکاربردترین ویژگی تبدیل موجک در ارائه هم‌زمان جداسازی فضایی و طیفی است (Malamud و Turcotte, ۲۰۰۱). تبدیل موجک در واقع یک فیلتر است که توسط تابع پیوسته $\varphi [(x-X)/a]$ که به‌عنوان تابع موجک مادر شناخته می‌شود، روی سری اعداد اعمال می‌شود. تابع موجک مادر برای ایفای نقش در معادله باید شرایط رابطه زیر را برآورده نماید (Malamud و Turcotte, ۲۰۰۱):

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varphi(x) dx = 0 \quad (5)$$

1- Terrain surface classification

2- Texture

3- Convexity

4- Continuous wavelet transform (CWT)

5- Fourier transform

6- Wavelet transform

در این پژوهش یک نیمرخ روی توپوگرافی به عنوان $h(x)$ در نظر گرفته می‌شود که x بیان‌کننده نقطه و محل در طول پیمایش روی رستر است. تبدیل موجک از طریق رابطه زیر انجام می‌شود:

$$w(x, a_n) = \frac{1}{\sqrt{a_n}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi\left(\frac{x-X}{a_n}\right) h(x) dx \quad (۶)$$

که در آن a_n پارامتر مقیاس، X پارامتر انتقال و برای هر مقیاس ثابت a_n تبدیل موج متناسب با دامنه توپوگرافی $h(x)$ خواهد بود. این تابع تبدیل، واحد طول داشته (با توجه به موضوع زمین‌شناسی طول جانشین واحد زمان شده است) و پارامترهای ذکر شده همه واحد طول دارند. مقاس با بسامد رابطه معکوس داشته و قابل تبدیل است و در این پژوهش مقادیر مقیاس به بسامد تبدیل شده است. انواع مختلفی از توابع موجک مادر وجود دارند. در مورد توپوگرافی نوع کلاه مکزیکی^۱ با توجه به هموار بودن و پاسخ‌های معقول در مقیاس‌های بالا و بسامدهای پایین بیشتر مورد استفاده قرار گرفته و به صورت مشتق دوم تابع گوسی توسط رابطه زیر بیان می‌شود (Turcotte و Malamud، ۲۰۰۱):

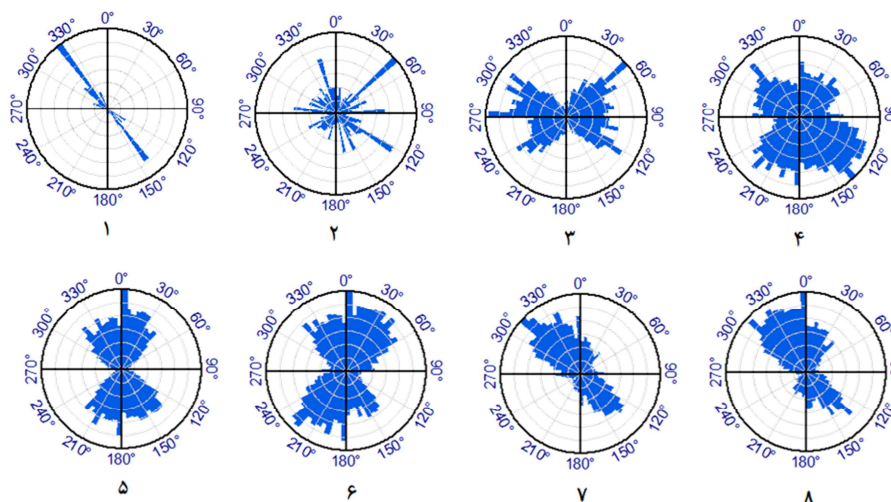
$$\varphi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} (1 - x^2) e^{-\frac{x^2}{2}} \quad (۷)$$

نتایج و بحث

تحلیل خطواره‌ها

نتایج استخراج اتوماتیک خطواره‌ها توسط نرم‌افزار ژئوماتیکا پس از پردازش در GIS و ترسیم نمودارهای گل رز مربوط به تصاویر راداری و تصویر لندست ۸ در شکل ۲ آمده است همچنین نمودارهای رز مربوط به خطواره‌های گسلی اصلاح‌شده توسط روش دستی (با تطبیق و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، خطواره‌های حاصل از روش اتوماتیک و کنترل تصاویر در گوگل ارث) و توزیع خطواره‌های مربوط به شبکه زهکشی و آبراهه‌ها به روش دستی نیز در شکل ۲ آمده است.

^۱ - Mexican Hat



شکل ۲: نمودار رز خطواره‌ها: گسل‌ها ۱- به روش دستی، ۲- شبکه زهکشی، ۳- لندست ۸، ۴- تراسار^۱ x (HH)، ۵- سنتینل ۱^۲ بالاگذر، ۶- سنتینل ۱ پایین گذر، ۷- الوس پالسا (HV)، ۸- الوس پالسا (HH)

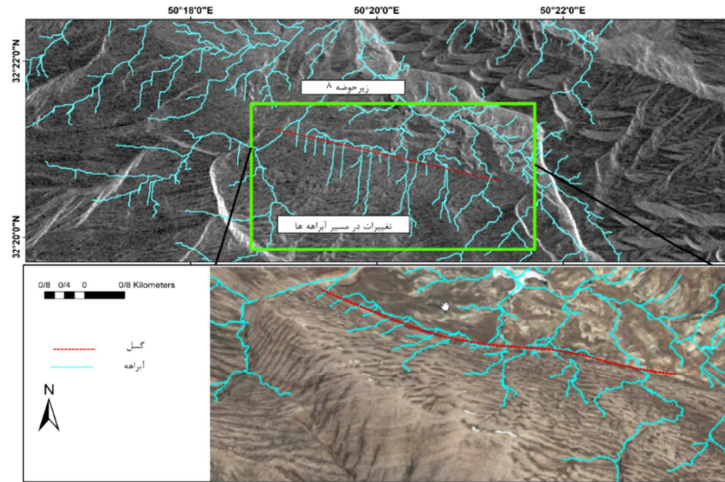
جدول ۲ تعداد خطوط استخراج شده به روش اتوماتیک با تصاویر راداری، لندست ۸ و روش دستی را نشان می‌دهد. تفاوت تعداد خطوط برداشت شده در روش اتوماتیک مربوط به قدرت تفکیک این تصاویر است و با توجه به قدرت تفکیک بالاتر تصویر تراسار تعداد خطوط بیشتری توسط روش اتوماتیک با این تصویر شناسایی شده است زیرا خطوطی که در روش اتوماتیک به دست می‌آیند شامل همه الگوهای خطی از پوشش گیاهی تا ساختارهای توپوگرافی و ژئومورفولوژیکی همچون آبراهه‌ها و سازه‌های خطی دست‌ساز انسانی مثل خطوط ارتباطی جاده‌ها را شامل می‌شود. تصاویر تراسار به‌ویژه از چنین ساختارهای خطی به‌شدت متأثر می‌شوند که به دلیل قدرت تفکیک بالاتر و حساسیت بالای باند X به پوشش گیاهی است، در عوض طول‌موج‌های باندهای بلندتر نظیر C و L حساسیت کمتری دارند. از طرفی طول خطوط در روش اتوماتیک نسبت به روش دستی کوتاه‌تر است زیرا الگوریتم خطی در نرم‌افزار ژئوماتیکا توانایی ترکیب قطعات خطوط را ندارد (Flores-Prieto و همکاران، ۲۰۱۵) لذا طول کل خطوط در روش اتوماتیک نسبت به روش دستی بیشتر است با این‌وجود میانگین طول خطواره‌ها در روش دستی از روش اتوماتیک بیشتر است؛ اما در نهایت توزیع فضایی خطوط در هر دو روش تقریباً مشابه است و در جهت شمال غرب - جنوب شرق است.

1- Trasar
2- Sentinel

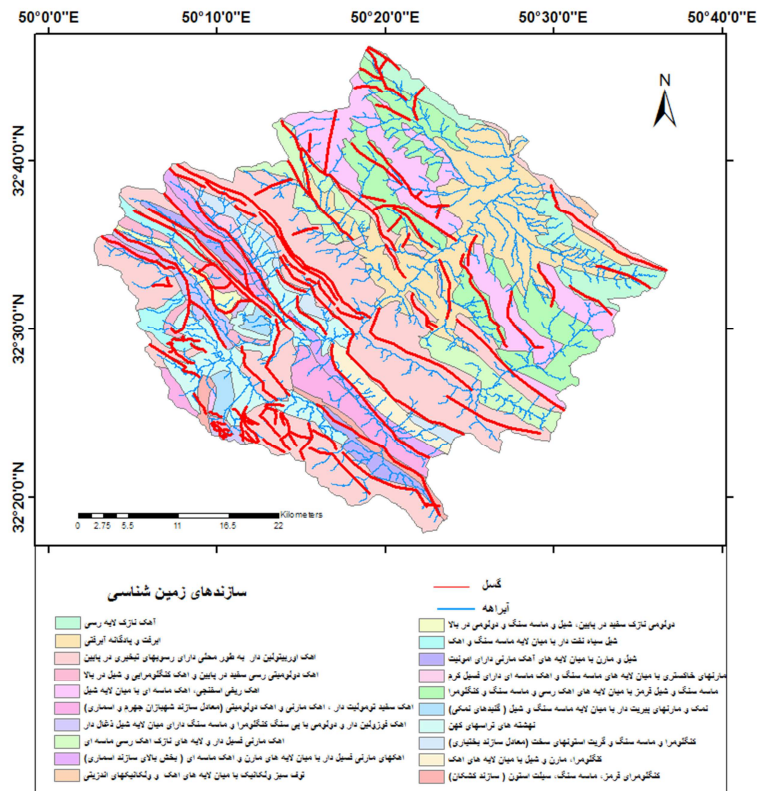
جدول ۲: مشخصات خطواره‌های استخراج‌شده به روش دستی و اتوماتیک

مأخذ خطواره‌ها	تعداد خطواره‌ها	میانگین طول خطوط (متر)
Mosaicked TerraSAR	۲۹۹۴۳	۲۰۶/۶۳
sentinel1 ascending pass	۱۷۷۵۷	۲۰۱/۷۷
sentinel1 descending pass	۱۵۶۳۰	۱۹۲/۸۹
ALOS PALSAR Fine Beam (HV)	۸۶۲۰	۲۳۸/۴۶
ALOS PALSAR Fine Beam (HH)	۷۸۶۹	۲۳۱/۸۲
Landsat8 OLI	۲۹۳۲	۶۲۴/۸۴
گسل‌ها به روش دستی	۱۰۸	۳۷۳۶/۱۸
آبراهه‌ها	۶۵۰	۲۰۲۹/۵۳

جهت‌گیری خطوط گسلی به روش دستی در جهت شمال غرب - جنوب شرق و منطبق بر جهت‌گیری کمربند زاگرس و دو گسل بزرگ و عمده یعنی گسل اصلی و گسل جدید زاگرس است. محور اصلی شبکه زهکشی حوضه در جهت شمال شرق - جنوب غرب است و زیرحوضه‌ها در دو سوی شمال و جنوب آن با محورهایی که موازی با الگوی گسلی منطقه است توسعه پیدا کرده‌اند و آبراهه‌های فرعی از الگوی شاخه درختی، موازی و راست‌گوشه تبعیت کرده‌اند. این جهت‌گیری در شناسایی اتوماتیک خطواره‌ها تأثیر گذاشته و دو جهت غالب در نمودار رز آن‌ها دیده می‌شود، الگوی شمال غرب - جنوب شرق که روند غالب گسل‌های حوضه است و الگوی شمال شرق - جنوب غرب که منطبق بر الگوی زهکشی است با این وجود غلبه با الگوی جهتی شمال غرب - جنوب شرق است، به‌ویژه این دو الگو در تصاویر مربوط به دو سنجنده سنتینل ۱ و تراسار با قدرت تفکیک بالاتر و وضوح بیشتری دیده می‌شود. لذا در نتیجه‌گیری نهایی می‌توان جهت عمده خطواره‌های گسلی را در راستای شمال غرب - جنوب شرق ارزیابی کرد. در تفسیر بصری خطواره‌ها تغییرات بافت و تن تصویر همچنین تغییرات ناگهانی در الگوهای توپوگرافی و زهکشی مبنای چنین تفسیرهای بصری قرار گرفته‌اند که شکل ۳ (الف) نمونه‌ای از این تفسیر بصری در زیرحوضه ۸ توسط تصویر TerraSAR را نشان می‌دهد، در این تصویر تغییرات رنگ و بافت و تغییر الگوی زهکشی کاملاً مشخص است و آبراهه‌های قطع‌شده توسط گسل، الگوی مشخص موازی و قائم‌الزاویه یا راست‌گوشه دارند. نقشه نهایی گسل‌های منطقه با توجه به اصلاحات انجام‌شده از روش اتوماتیک و دستی، زهکشی و سازندهای زمین‌شناسی حوضه در شکل ۳ (ب) آمده است.



شکل ۳: (الف)



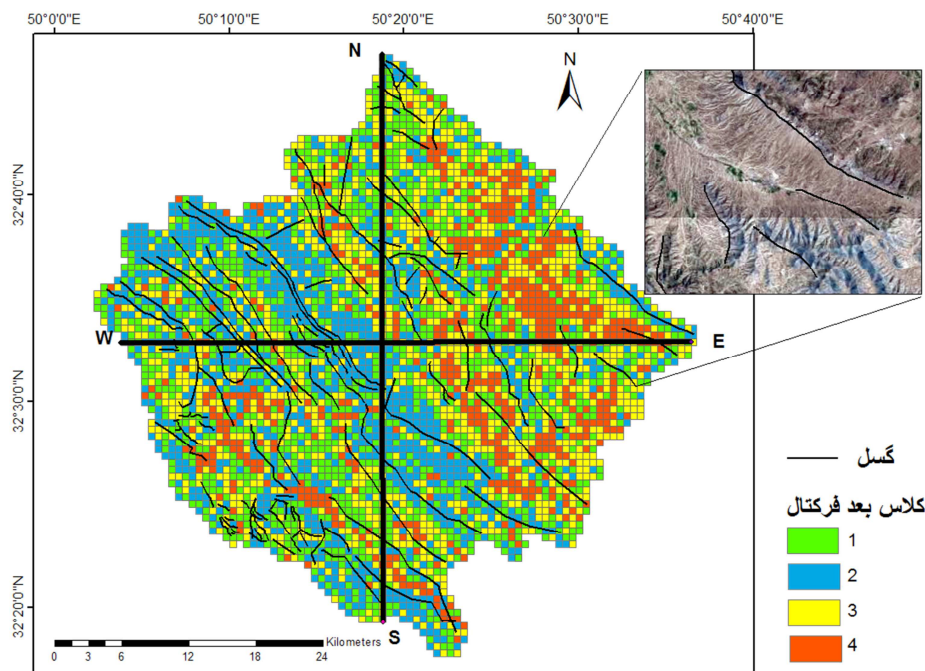
شکل ۳: (ب)

شکل ۳: (الف) برشی از تصویر تراسار در محدوده زیرحوضه ۹ که انحراف آبراهه‌ها توسط گسل را نشان می‌دهد، (ب). نقشه نهایی گسل‌های منطقه، زهکشی و سازندهای زمین‌شناسی

تحلیل فرکتال سطح و الگوهای تغییر سطح

رابطه بعد فرکتال سطح و زمین ریختها

نقشه توزیع فرکتالی سطح حوضه در شکل ۴ نشان داده شده است. این توزیع نشان می دهد که بعد فرکتال به شکل ناحیه ای تغییر کرده است و این تغییرات با زمین ریختهای منطقه ارتباط دارد. به ویژه روند پراکنش شمال غربی - جنوب شرقی واحدهایی با بعد فرکتال یکسان، تأثیرپذیری آنها از روند غالب تکتونیکی منطقه را نشان می دهد. در این شکل تغییرات بعد فرکتال سطح، در ۴ کلاس مطابق الگوریتم K-Means طبقه بندی شده است. جدول ۳ خلاصه ای از وضعیت غالب سنگ شناسی - زمین ریختی واحدها، میانگین و انحراف معیار بعد فرکتال در هر واحد را نشان می دهد.



شکل ۴: نقشه توزیع بعد فرکتال حوضه و دو پروفیل شمال - جنوب و غرب - شرق

جدول ۳: خلاصه‌ای از وضعیت غالب سنگ شناسی - زمین ریختی واحدها، میانگین و انحراف معیار بعد فرکتال در هر واحد

کلاس بعد فرکتال سطح	وضعیت غالب سنگ شناسی - زمین ریختی	انحراف معیار	میانگین	محدوده تغییرات بعد فرکتال
۱	آهک اوربیتولین دار به‌طور محلی دارای رسوب‌های تبخیری در پایین، شیب‌های متوسط حول راندگی قدیم و جدید زاگرس و به‌طور پراکنده ارتفاعات جنوب شرق و جنوب و شمال غرب حوضه، بافت نرم، تحذب زیاد دامنه‌ها	۰/۲۰۹	۲/۵۲۰	۲/۴۳ - ۲/۵۵
۲	کنگلومرال، مارن و شیل با میان لایه‌های آهک، شیب‌های تند، بافت خشن و تحذب بالا	۰/۰۱۸	۲/۵۸۳	۲/۵۵ - ۲/۶۱
۳	آبرفت و پادگانه آبرفتی و ماسه‌سنگ و شیل قرمز با میان لایه‌های آهک‌رسی و ماسه‌سنگ و کنگلومرال، شیب‌های تند، بافت نرم و تحذب پایین	۰/۰۲	۲/۶۵	۲/۶۱ - ۲/۶۸
۴	آبرفت و پادگانه‌های آبرفتی واقع در بخش سنندج سیرجان حوالی رودخانه اصلی و محل فرسایش‌های شدید شیب‌های و گالی در زیرحوضه‌های پایین‌دست و تراکم زهکشی بالا، شیب‌های تند، بافت نرم و تحذب پایین	۰/۰۲۹	۲/۷۲۴	۲/۶۸ - ۲/۸۴

بررسی جدول نشان می‌دهد در واحدهای لیتولوژیک با سازندهای سخت آهکی، بعد فرکتال پایین است و در سازندهای سست آبرفتی بعد فرکتال افزایش پیدا می‌کند. بافت نرم در شیب‌های تند، زمینه را برای فرسایش‌های شدید گالی و شیب‌های در این مناطق فراهم کرده و ناهنجاری‌های سطحی را افزایش داده لذا بعد فرکتال در این مناطق بیشتر است. شکل ۴ بخشی از فرسایش شدید زیرحوضه ۱۱ را نشان می‌دهد. تحقیقات Faghih و (Nourbakhsh ۲۰۱۵) و Bi و همکاران (۲۰۱۲) نیز نشان می‌دهد پدیده‌های فرسایشی باعث افزایش ناهمگنی در سطح شده و بعد فرکتال را افزایش می‌دهد برعکس فرایندهای نهشته‌گذاری ناهمگنی سطح را کاهش داده و باعث کاهش بعد فرکتال می‌شوند. کم بودن بعد فرکتال در دامنه‌های محدب حوضه این موضوع را تأیید می‌کند. همچنین همگنی واحدهای سنگ‌شناسی باعث کاهش بعد فرکتال می‌شود چنانچه در این حوضه نیز کمترین بعد فرکتال مربوط به واحدهای یکپارچه آهک اوربیتولین دار مزوزوئیک در مرز بین دو زون ساختاری سنندج سیرجان و زاگرس مرتفع است ولی سازندهای نا مقاوم و حساس به فرسایش کواترنری باعث افزایش بعد فرکتال می‌شوند. فراوانی آبراهه‌ها و حاشیه آن‌ها نیز بر بعد فرکتال تأثیر می‌گذارد. تناوب لایه‌های سخت و سست نیز در مقیاس محلی بر بعد فرکتال مؤثر است و در این بخش‌ها بعد فرکتال مقدار متوسط را نشان می‌دهد. همچنین ارتفاعات نسبت به زمین‌های پست بعد فرکتال پایین‌تری دارند.

رابطه بعد فرکتال و توپوگرافی و شاخص زبری ناهمواری^۱

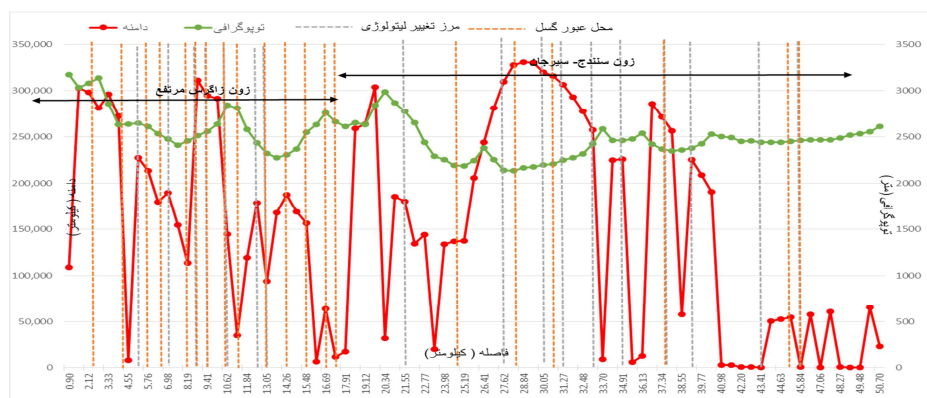
نقشه شاخص زبری ناهمواری توسط روش Riley و همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی محاسبه می شود که در هر پیکسل ناهمگنی توپوگرافی با در نظر گرفتن همسایگی ۸ پیکسل مجاور به دست می آید. برای بررسی ارتباط بین بعد فرکتال، توپوگرافی و شاخص زبری ناهمواری، میانگین پیکسل ها در پنجره های ۴۸×۴۸ برای نقشه زبری سطح و مدل رقومی ارتفاعی استفاده شد. به این شکل هر واحد پیکسلی در نقشه بعد فرکتال با واحدهای نظیر در نقشه های شاخص زبری و مدل رقومی ارتفاعی، قابل تطبیق هستند. شکل (۵) میانگین این مقادیر در ۴ کلاس بعد فرکتال را نشان می دهد. وضعیت کلاس ۴ و کلاس ۱ کاملاً برعکس یکدیگر است یعنی در بعدهای فرکتالی بالا ارتفاع و زبری سطح کمتر بوده و در بعدهای فرکتالی پایین زبری سطح و ارتفاع بیشتر بوده است. در کلاس ۳ میانگین زبری سطح و ارتفاع بیشینه بوده است. با این وجود به نظر می رسد بعد فرکتال سطح به دلیل تغییرات تکتونیکی و تغییر مرزهای سنگ شناسی، زمین ریختی و حتی عبور بستر اصلی آبراهه ها تغییرات یکدستی ندارد و آنومالی های زیادی در آن به چشم می خورد. لذا برای تحلیل دقیق تر نیازمند بررسی تغییرات طیفی توپوگرافی، نسبت به تغییرات زبری سطح و بعد فرکتال هستیم.



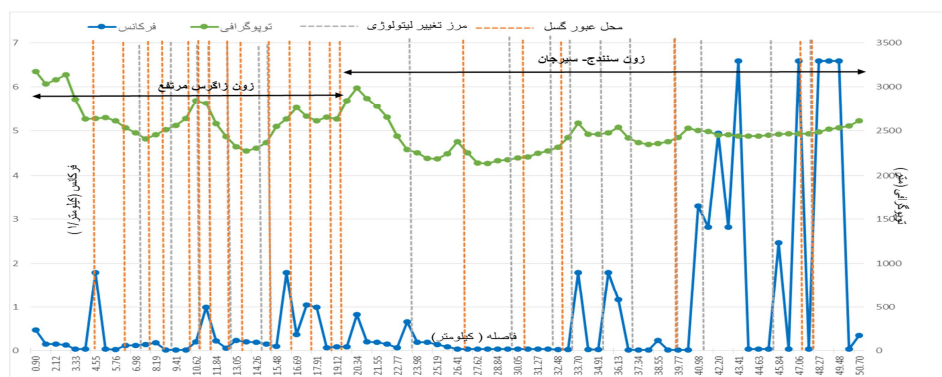
شکل ۵: میانگین ارتفاع و شاخص زبری ناهمواری در ۴ کلاس بعد فرکتال

به این منظور دو خط پروفیل یکی از غرب به شرق حوضه و دیگری از شمال به جنوب روی رستر مدل رقومی ارتفاعی اعمال شد. این دو نیمرخ به عنوان دو پروفیل نمونه که بازتابی از شرایط تغییر توپوگرافی کل حوضه در امتداد آن ها منعکس است مورد توجه قرار گرفت و تغییرات طیفی توپوگرافی در سراسر این دو پروفیل مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۶ تغییرات بسامد و دامنه مربوط به پروفیل اول با جهت غربی - شرقی را نشان می دهد.

^۱ - Terrain Ruggedness Index (TRI)



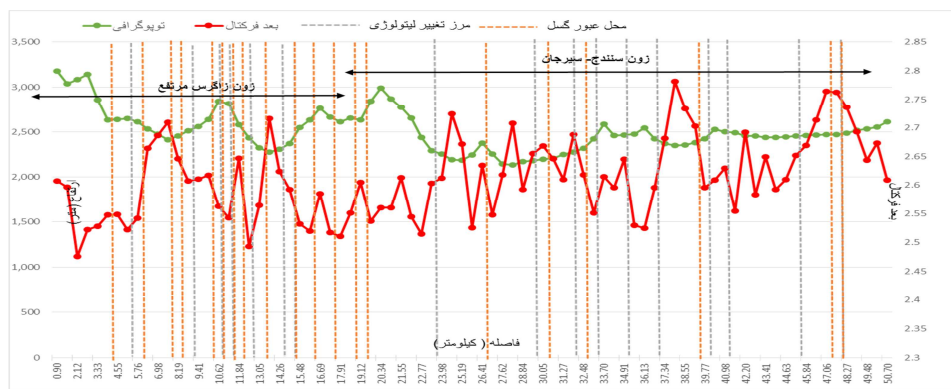
شکل ۶ (الف): تغییرات پروفیل توپوگرافی و دامنه توپوگرافی در پروفیل غرب-شرق



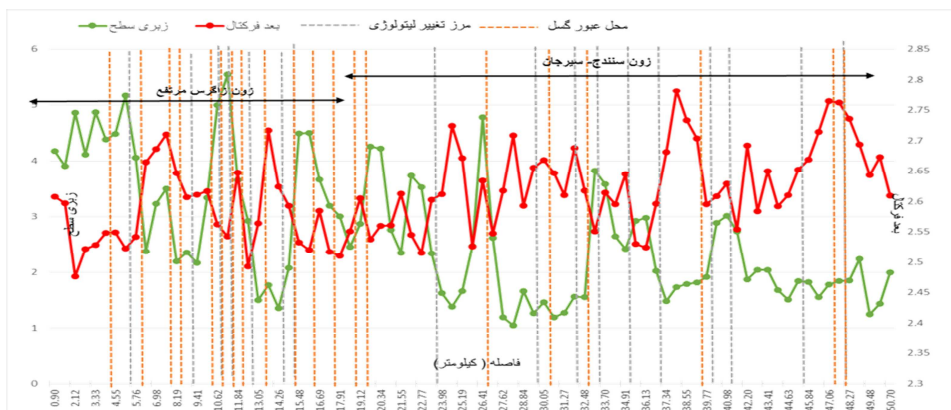
شکل ۶ (ب): تغییرات پروفیل توپوگرافی و بسامد توپوگرافی در پروفیل غرب-شرق

مطابق شکل ۶ (الف) که تغییرات دامنه توپوگرافی را نشان می‌دهد، در مناطق با ارتفاع زیاد، دامنه به‌طور نسبی مقدار کمتری دارد و مناطق دشتی و هموارتر دامنه‌های بزرگ‌تری مشاهده می‌شود. در انتهای بخش شرقی پروفیل به‌طور چشمگیری کاهش دامنه دیده می‌شود و نیمرخ توپوگرافی هم‌بخش هموارتر را در این قسمت نشان می‌دهد. در تغییرات دامنه بی‌نظمی‌هایی دیده می‌شود که شدت این بی‌نظمی‌ها در مناطق عبور گسل یا تغییر مرز لیتولوژیک بیشینه هستند. شکل ۶ (ب) تغییرات بسامد توپوگرافی را نشان می‌دهد. در بعضی قسمت‌ها با افزایش ارتفاع شاهد افزایش بسامد هستیم و در برخی قسمت‌ها افزایش بسامد در منطقه عبور گسل یا تغییر لیتولوژیک دیده می‌شود ولی به‌طور چشمگیر بخش شرقی پروفیل، تغییرات وسیع بسامد را نشان می‌دهد که در بخش هموار زون سنندج سیرجان و حوالی آبراهه اصلی زیرحوضه ۱۱ اتفاق افتاده است جایی که فرسایش‌های شدید گالی و شیاری دیده می‌شود. شکل ۷ الف تغییرات نیمرخ توپوگرافی را نسبت به بعد فرکتال نشان می‌دهد. به‌طور مشخص در قسمت‌های مرتفع‌تر بعد فرکتال پایین‌تر بوده و در بخش‌هایی که توپوگرافی هموارتر بوده یا ارتفاع کمتری دارد بعد فرکتال بالاتر است. تغییرات بعد فرکتال در بعضی قسمت‌های پروفیل مثل زون زاگرس مرتفع نشان می‌دهد جهش‌های بزرگ مرتبط با مرزهای تغییر لیتولوژیک یا عبور گسل بوده‌اند این موضوع در پهنه سنندج سیرجان نیز صدق می‌کند ولی در کل پروفیل بی‌نظمی‌های دیگری در قسمت میانی پروفیل، جایی که تغییر مرز لیتولوژیک و عبور گسل کمتر است نیز

دیده می‌شود. با بررسی مجدد شکل شماره ۷ الف مشخص می‌شود در این بخش که مرز عبور از زون زاگرس مرتفع به سمت سنندج سیرجان است، با کاهش ناگهانی ارتفاع، بی‌نظمی‌ها و جهش‌های ناگهانی بعد فرکتال در میانه پروفیل دیده می‌شود که مربوط به افزایش بعد فرکتال در عبور از منطقه مرتفع به سمت توپوگرافی با ارتفاع کمتر در زون سنندج سیرجان است. همچنین مقایسه دو شکل ۶ الف و ۷ الف نشان می‌دهد به‌طور مشخص در بخش غربی که بعد فرکتال پایین است، دامنه‌های بالاتری مشاهده می‌شود و در بخش شرقی پروفیل که بیشینه مقدار فرکتال دیده می‌شود، دامنه کاهش چشمگیری نشان می‌دهد. با مقایسه شکل ۶ (ب) و ۷ (الف) ارتباط افزایش بعد فرکتال با افزایش بسامد توپوگرافی در زون سنندج سیرجان به‌ویژه در شرقی‌ترین بخش پروفیل کاملاً مشخص است ولی در بخش غربی تعدد مرزهای لیتولوژیک و گسل‌ها مانع از ایجاد روند منظمی بین بسامد توپوگرافی و بعد فرکتال شده است.



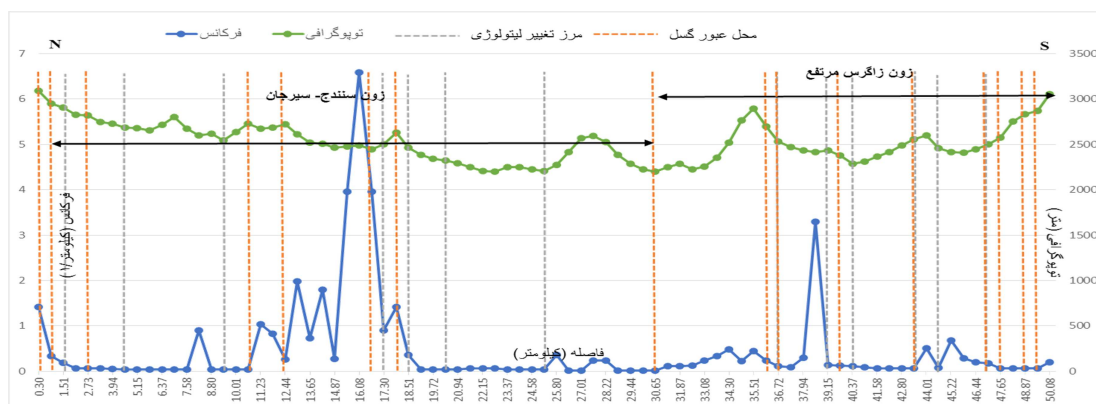
شکل ۷ (الف): تغییرات نیمرخ توپوگرافی نسبت به بعد فرکتال در پروفیل غرب- شرق



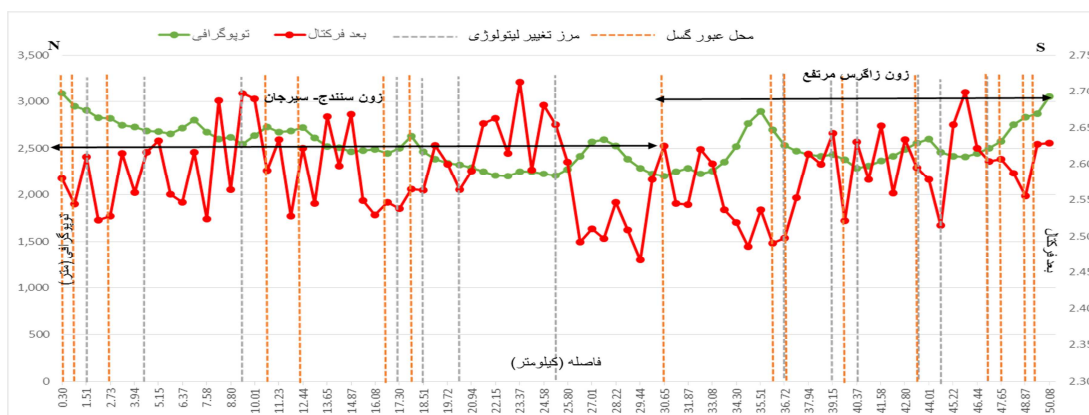
شکل ۷ (ب): تغییرات شاخص زبری سطح نسبت به بعد فرکتال در طول توپوگرافی در پروفیل غرب- شرق

شکل ۷ ب تغییرات شاخص زبری سطح نسبت به بعد فرکتال در طول توپوگرافی را نشان می‌دهد. به‌طور کلی رابطه معکوسی بین بعد فرکتال و شاخص زبری سطح در طول نیمرخ دیده می‌شود ولی به‌طور مشخص در میانه پروفیل و در محل عبور گسل هماهنگی بین افزایش بعد فرکتال و زبری سطح دیده می‌شود. همچنین تغییراتی در بعد فرکتال

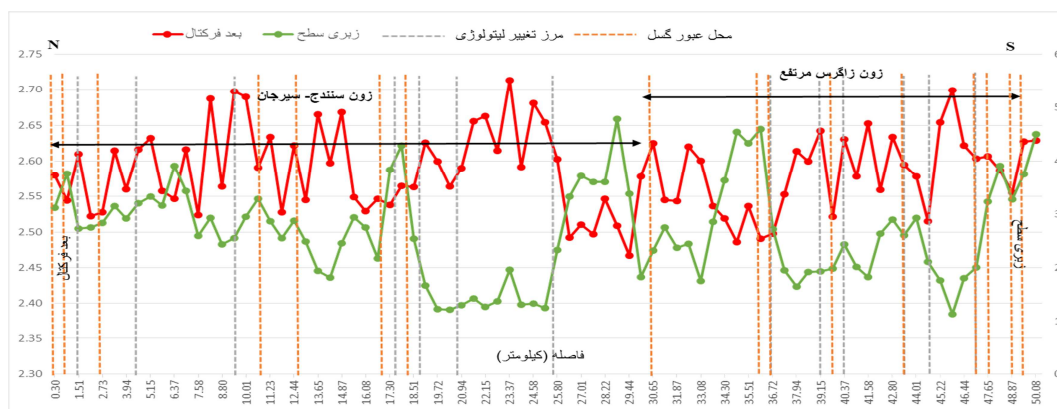
نسبت به عبور خطوط گسل و مرزهای لیتولوژیک در پروفیل مشاهده می‌شود. شکل ۸ الف پروفیل دوم در راستای شمال به جنوب روی مدل رقومی ارتفاعی و بسامد را نشان می‌دهد. تغییرات شدید بسامد مربوط به حوالی تغییر مرزهای لیتولوژیک و گسل است. شکل ۸ ب نشان می‌دهد در این پروفیل نیز مانند پروفیل غربی- شرقی ارتباط معکوس بین بعد فرکتال و ارتفاع دیده می‌شود. همین‌طور جهش‌های مشخصی در نمودار بعد فرکتال دیده می‌شود که مرتبط به مرزهای گسل یا سنگ شناسی است. همچنین بیشینه مقادیر بعد فرکتال مربوط به بخش‌هایی با ارتفاع کمتر است و ارتفاعات بلند بعد فرکتال کمتری دارند. شکل ۸ ج نیز ارتباط معکوس بین شاخص زبری ناهمواری و بعد فرکتال را به شکل کلی نشان می‌دهد. نتایج تحقیقات Bi و همکاران (۲۰۱۲) و Faghii و Nourbakhsh (۲۰۱۵) نیز نشان می‌دهد بعد فرکتال با افزایش ارتفاع کاهش نشان می‌دهد. شکل ۹ نمونه ای از مناطقی که محل عبور گسل بوده و باعث بروز ناهنجاری سطحی شده اند را در مرز زیرحوضه های ۱۰ و ۱۱ نشان می‌دهد.



شکل ۸ (الف): تغییرات پروفیل توپوگرافی و بسامد توپوگرافی در پروفیل شمال-جنوب



شکل ۸ (ب): تغییرات نیمرخ توپوگرافی نسبت به بعد فرکتال در پروفیل شمال-جنوب



شکل ۸ (ج): تغییرات شاخص زبری ناهمواری نسبت به بعد فرکتال در طول توپوگرافی در پروفیل شمال-جنوب



شکل ۹. ارتباط گسل با افزایش آنومالی های سطحی در مرز زیرحوضه های ۱۰ و ۱۱

Xu و همکاران (۱۹۹۳) و Bi و همکاران (۲۰۱۲) به این نکته اشاره دارند که بعد فرکتال اطلاعات تازه‌ای نسبت به پارامترهای سنتی مورفوتکتونیک ارائه می‌کند، همچنین بعد فرکتال تنها به تبیین و تمایز ناهنجاری‌ها یا زبری سطح نمی‌پردازد. Chase (۱۹۹۲) و Bi و همکاران (۲۰۱۲) به این نکته اشاره می‌کنند که بعد فرکتال توپوگرافی با تغییر فاصله کنترل می‌شود و بعد پایین فرکتال نشان‌دهنده وابستگی قوی توپوگرافی در بسامدهای بزرگ (طول‌موج‌های کوچک) و وابستگی کم در بسامدهای کوچک (طول‌موج‌های بزرگ) است، به همین دلیل است که معناداری بعد فرکتال از منظر موج بررسی می‌شود. Bi و همکاران (۲۰۱۲) به این نکته اشاره می‌کنند که بعد فرکتال بالا تغییر معنادار ناهمواری در مقیاس محلی و تغییر تدریجی ناهمواری در فواصل بالا را نشان می‌دهد در حالی که بعد فرکتال پایین تغییرات کم ناهمواری در مقیاس محلی و تغییرات بزرگ ناهمواری در فواصل بزرگ را نشان می‌دهد. در مورد ارتباط زمین ریختها با بعد فرکتال Chase (۱۹۹۲) بیان می‌کند که هندسه فرکتال زمین ریختها بازتابی از تعادل بین ناهمواری ناشی از فرآیند فرسایش و مسطح شدگی ناشی از فرآیند نهشته‌گذاری و پخشیدگی رسوبات است. Chen و Sung (۲۰۰۴) به این نکته اشاره می‌کنند که تکتونیک بر توپوگرافی در طول‌موج‌های بلند (بسامدهای کم)

اثر می‌گذارد و لذا بررسی بین ارتباط بعد فرکتال و تغییرات زمین‌شناسی و تکتونیکی در بررسی تغییرات سطحی مفید است.

نتیجه‌گیری

هندسه فرکتال روشی نوین در بررسی کمی و توضیح پیچیدگی‌ها و ناهمواری‌های سطحی در زمین ریخته‌های خود الحاق است. بعد فرکتال به شناسایی طبیعت زمین ریخته‌ها به شکل سیستماتیک کمک زیادی می‌کند. در این مقاله به بررسی بعد فرکتال سطح در غالب یک مدل سلولی در یک حوضه پیچیده از نظر ساختارهای تکتونیکی، زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی پرداخته شد و نتایج نشان داد فرایندهای زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی باعث تغییر ویژگی بعد فرکتال زمین ریخته‌ها می‌شوند. تغییر مرزهای سنگ شناسی و گسل‌ها بعد فرکتال را تغییر می‌دهند و نحوه تأثیرگذاری آن‌ها با توجه به شرایط ناهمواری مثل بسامد، دامنه و جنس سازندها متفاوت است. همگنی واحدهای سنگ‌شناسی باعث کاهش بعد فرکتال می‌شود. واحدهای آهک اوربیتولین دار مزوزوئیک کمترین بعد فرکتال را دارند. همچنین لیتولوژی بر فرسایش اثر می‌گذارد و زمین‌های پست و کم ارتفاع که با سازندهای سست کواترنری پوشیده شده‌اند بعد فرکتال بالاتری نشان می‌دهند. سطوح در معرض فرایندهای فرسایشی در حاشیه آبراهه‌ها نیز بعد فرکتال بالاتری دارند. همچنین تراکم آبراهه‌ها بعد فرکتال را افزایش می‌دهد. تناوب لایه‌های سخت و نرم بعد فرکتال را تغییر می‌دهد. بین بعد فرکتال و ارتفاع به شکل کلی رابطه معکوس دیده می‌شود و مناطق مرتفع تر بعد فرکتال پایین تری دارند. بین بعد فرکتال و شاخص زبری ناهمواری نیز در این حوضه رابطه معکوس وجود دارد، درحالی‌که به شکل کلی انتظار می‌رود که زبری سطح با بعد فرکتال رابطه مستقیم داشته باشد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد تغییرات بعد فرکتال به مجموعه‌ای از عوامل سنگ شناسی، تکتونیکی و ژئومورفولوژیکی وابسته است و در مناطق پیچیده از نظر توپوگرافی می‌توان از تحلیل فرکتال برای بررسی ناهنجاری‌های سطحی استفاده کرد.

منابع

- علمی‌زاده، هیوا، ماه پیکر، امید (۱۳۹۶). بررسی نظریه فرکتال در رودخانه زربنه رود با استفاده از روش شمارش جعبه ای، مجله فضای جغرافیایی، جلد ۱۷، شماره ۵۹، صص ۲۷۰-۲۵۵.
- علی‌پور رضا، پورکرمانی محسن، زارع مهدی، اسپندار رادین (۱۳۸۹). استخراج اتوماتیک خطواره های مرتبط با زون گسلی جوان اصلی زاگرس در جنوب لرستان و مقایسه آن با برداشت های صحرایی، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۷۷، صص ۱۸۴-۱۷۳.
- مقصودی، مهران، شایان، سیاوش، گل علیزاده، موسی، شریفی کیا، محمد، نوربخش، سید فاطمه (۱۳۹۵). تحلیل فضایی لندفرمهای بادی با استفاده از نظریه فرکتالی، مجله تحقیقات جغرافیای طبیعی، جلد ۴۸، شماره ۲، صص ۲۳۱-۲۴۵.
- Bi, L., He, H., Wei, Z., & Shi, F. (2012). Fractal properties of landforms in the Ordos Block and Surrounding areas, China. *Geomorphology*, 175, 151-162.
- Chase, C. G. (1992). Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5(1-2), 39-57.
- Clarke, K. C. (1986). Computation of the fractal dimension of topographic surfaces using the triangular prism surface area method. *Comp. Geosci.*, 12(5), 713-722.
- Culling, W. E. H., & Datko, M. (1987). The fractal geometry of the soil—covered landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(4), 369-385.

- Faghih, A., & Nourbakhsh, A. (2015). Implication of surface fractal analysis to Evaluate the relative sensitivity of topography to active tectonics, Zagros Mountains, Iran. *Journal of Mountain Science*, 12(1), 177.
- Flores-Prieto, E., Quénahervé, G., Bachofer, F., Shahzad, F., & Maerker, M. (2015). Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data. *Geomorphology*, 248, 427-439.
- Fox, C. G., & Hayes, D. E. (1985). Quantitative methods for analyzing the roughness of the seafloor. *Reviews of Geophysics*, 23(1), 1-48.
- Gesch, D., Oimoen, M., Greenlee, S., Nelson, C., Steuck, M., & Tyler, D. (2002). The national elevation dataset. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 68(1), 5-32.
- Gilbert, L. E. (1989). Are topographic data sets fractal. *Pure and Appl. Geophysics*, 131(1), 54-66.
- Hjelmfelt Jr, A. T. (1988). FRACTALS AND THE RIVER-LENGTH CATCHMENT-AREA RATIO 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 24(2), 455-459.
- Huang, J., & Turcotte, D. L. (1989). Fractal mapping of digitized images: application to the topography of Arizona and comparisons with synthetic images. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94 (B6), 7491-7495.
- Iwahashi, J., & Pike, R. J. (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology*, 86(3), 409-440.
- Koike, K., Nagano, S., & Kawaba, K. (1998). Construction and analysis of interpreted fracture planes through a combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data. *Computers & Geosciences*, 24(6), 573-583.
- La Barbera, P., & Rosso, R. (1989). On the fractal dimension of stream networks. *Water Resources Research*, 25(4), 735-741.
- Laverty, M. (1987). Fractals in karst. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(5), 475-480.
- Lee, T. H., & Moon, W. M. (2002). Lineament extraction from Landsat TM, JERS-1 SAR, and DEM for geological applications. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02. 2002 IEEE International (Vol. 6, pp. 3276-3278)*. IEEE.
- Leech, D. P., Treloar, P. J., Lucas, N. S., & Grocott, J. (2003). Landsat TM analysis of fracture patterns: a case study from the Coastal Cordillera of northern Chile. *International Journal of Remote Sensing*, 24(19), 3709-3726.
- Logan, T. A., Nicoll, J., Laurencelle, J., Hogenson, K., Gens, R., Buechler, B., ... & Guritz, R. (2014, December). Radiometrically Terrain Corrected ALOS PALSAR Data Available from Alaska Satellite Facility. In *AGU Fall Meeting Abstracts*
- Lovejoy, S., & Schertzer, D. (1988). Extreme variability, scaling, and fractals in remote sensing- Analysis, and simulation. *Digital image processing in remote sensing (A 89-29064 11-43)*. London and Philadelphia, PA, Taylor and Francis, 1988, 177-212.
- Malamud, B. D., & Turcotte, D. L. (2001). Wavelet analyses of Mars polar topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E8), 17497-17504.
- Masoud, A. A., and Koike, K. (2011). Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote sensing*, 66(6), 818-832.
- Mostafa, M. E., & Bishta, A. Z. (2005). Significance of lineament patterns in rock unit classification and designation: a pilot study on the Gharib-Dara area, northern Eastern Desert, Egypt. *International Journal of Remote Sensing*, 26(7), 1463-1475.
- Mwaniki, M. W., Moeller, M. S., & Schellmann, G. (2015). A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualizing lineaments: A case study of central region Kenya. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
- Outcalt, S. I., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (1994). Fractal physiography. *Geomorphology*, 11(2), 91-106.
- Pentland, A. P. (1984). Fractal-based description of natural scenes. *IEEE Transactions on Pattern Analysis & Machine Intelligence*, (6), 661-674.
- Qari, M. Y. H. (1990, May). Application of Landsat Tm Data To Lithological And Lineament Studies, Southern Arabian Shield. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1990. IGARSS'90. Remote Sensing Science for the Nineties', 10th Annual International (pp. 997-997)*. IEEE.
- Rahman, Z., Slob, S., & Hack, R. (2006, September). Deriving roughness characteristics of rock mass discontinuities from terrestrial laser scan data. In *Proceedings of 10th IAEG Congress: Engineering geology for tomorrow's cities*, Nottingham, United Kingdom.
- Rajesh, H. M. (2008). Mapping Proterozoic unconformity-related uranium deposits in the Rockhole area, Northern Territory, Australia using Landsat ETM+. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 382-396.
- Riley, S.J., De Gloria, S.D., Elliot, R. (1999). Index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences*, 5(1-4), 23-27.
- Saadi, N. M., Zaher, M. A., El-Baz, F., & Watanabe, K. (2011). Integrated remote sensing data utilization for investigating the structural and tectonic history of the Ghadames Basin, Libya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(5), 778-791.
- Schuller, D. J., Rao, A. R., & Jeong, G. D. (2001). Fractal characteristics of dense stream networks. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), 1-16.

- Shahzad, F., & Gloaguen, R. (2011). TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 250-260.
- Skoda, G. (1987). Fractal dimension of rainbands over Hilly terrain Fraktale Dimension von Niederschlagsbändern über hügeligem Gelände. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4), 74-82.
- Sung, Q. C., Chen, Y. C., & Chao, P. C. (1998). Spatial variation of fractal parameters and its geological implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(4), 655-672.
- Turcotte, D. L. (1997). *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge university press.
- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B12), 28957-28981.
- Xie, H., & Wang, J. A. (1999). Direct fractal measurement of fracture surfaces. *International Journal of Solids and Structures*, 36(20), 3073-3084.
- Xu, T., Moore, I. D., & Gallant, J. C. (1993). Fractals, fractal dimensions, and landscapes - a review. *Geomorphology*, 8(4), 245-262.

Research Article

Applying Surface Fractal Analysis (SFA) in analysis of surface anomalies and its relation with changes in morphotectonic zones in the margin of the High Zagros Belt (HZB)

Mahnaz Shiran¹, Mohammadali Zangeneh Asadi ^{*2}, Paolo Mozzi³, Hamed Adab⁴,
Abolghasem Amirhadi⁵

Received: 16-01-2019

Revised: 24-05-2019

Accepted: 29-07-2019

Abstract

Fractal geometry is a method for describing a self-similar or a self-affine property in complex landforms and explanation of surface complexities and roughness. In the present study, the surface fractal dimensions (SFDs) were investigated by a cellular model by covering the divider method. Results indicated that geological and geomorphological processes change the character of the fractal dimension of the landforms. Changes in lithologic boundaries and faults influence changes in the fractal dimension and their mode of influence vary according to the topographic characters such as frequency, amplitude, and types of formations. In lithologic units with hard limestone formations, the fractal dimension is low, while in alluvial formations, the fractal dimension increases. The drainage network density and tributaries margins affect the fractal dimension. Moreover, homogeneity of the lithologic units decreases the fractal dimension. In this study, the lowest fractal dimension is associated with the integrated units of Mesozoic orbitolina limestones on the border of the two structural zones of Sanandaj-Sirjan and High Zagros belt. However, friable and sensitive to erosion formations of the quaternary increase the fractal dimension. The succession of the hard and friable layers is effective on the local scale on the fractal dimension. Furthermore, mountains have lower fractal dimensions than lowlands. Generally, there is an inverse relationship between the fractal dimension and elevation and this relationship there is about the roughness index in the basin. The results illustrated that changes in the surface fractal dimension were dependent on a set of lithologic, tectonic, and geomorphologic factors. Also in complex topographic zones investigation of changes in the fractal dimension can be a useful and effective instrument for detecting and surveying of the surface anomalies.

Keywords: Surface Fractal Analysis, Morphotectonic, Surface Anomalies, High Zagros Belt.

¹- PhD Student of Geomorphology, Department of Geography and Environmental science, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran

^{2*}- Associate Professor of Geomorphology, Faculty of Geography and Environmental science, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran
Email: ma.zanganehasadi@hsu.ac.ir

³- Professor of Geology, Faculty of Geosciences, Università degli Studi di Padova, Padova, Italy

⁴- Assistant Professor of remote sensing, Faculty of Geography and Environmental science, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran

⁵- Professor of Geomorphology, Faculty of Geography and Environmental science, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran

References

References (in Persian)

- Alipour, R, Pourkermani, M, Zarea, M, Espandar, R. (1389). Automatic extraction of lines related to the main Zagros fault zone in the south of Lorestan and its comparison with field studies, *Journal of Basic Sciences, Islamic Azad University*, 77, 173-184. [In Persian]
- Elmizadeh H, Mahpeykar O. (1396). Fractal Analysis in Zarrineroud River Using Box-Counting Method, *Geographic Space*, 59(17), 255-270. [In Persian]
- Maghsoud, M, Shayan, S, Gol Alizade, M, Sharifi Kiya, M, Noorbakhsh, S. (1395). Spatial analysis of aeolian landforms by fractal theory (Case study: Ardestan Rig), *physical geography researches*, 48 (2), 231-245. [In Persian]

References (in English)

- Bi, L., He, H., Wei, Z., & Shi, F. (2012). Fractal properties of landforms in the Ordos Block and Surrounding areas, China. *Geomorphology*, 175, 151-162.
- Chase, C. G. (1992). Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5(1-2), 39-57.
- Clarke, K. C. (1986). Computation of the fractal dimension of topographic surfaces using the triangular prism surface area method. *Comp. Geosci.*, 12(5), 713-722.
- Culling, W. E. H., & Datko, M. (1987). The fractal geometry of the soil—covered landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(4), 369-385.
- Faghih, A., & Nourbakhsh, A. (2015). Implication of surface fractal analysis to Evaluate the relative sensitivity of topography to active tectonics, Zagros Mountains, Iran. *Journal of Mountain Science*, 12(1), 177.
- Flores-Prieto, E., Quénéhervé, G., Bachofer, F., Shahzad, F., & Maerker, M. (2015). Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data. *Geomorphology*, 248, 427-439.
- Fox, C. G., & Hayes, D. E. (1985). Quantitative methods for analyzing the roughness of the seafloor. *Reviews of Geophysics*, 23(1), 1-48.
- Gesch, D., Oimoen, M., Greenlee, S., Nelson, C., Steuck, M., & Tyler, D. (2002). The national elevation dataset. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 68(1), 5-32.
- Gilbert, L. E. (1989). Are topographic data sets fractal Pure and Appl. *Geophysics*, 131(1), 54-66.
- Hjelmfelt Jr, A. T. (1988). FRACTALS AND THE RIVER-LENGTH CATCHMENT-AREA RATIO 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 24(2), 455-459.
- Huang, J., & Turcotte, D. L. (1989). Fractal mapping of digitized images: application to the topography of Arizona and comparisons with synthetic images. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94 (B6), 7491-7495.
- Iwahashi, J., & Pike, R. J. (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology*, 86(3), 409-440.
- Koike, K., Nagano, S., & Kawaba, K. (1998). Construction and analysis of interpreted fracture planes through a combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data. *Computers & Geosciences*, 24(6), 573-583.
- La Barbera, P., & Rosso, R. (1989). On the fractal dimension of stream networks. *Water Resources Research*, 25(4), 735-741.
- Laverty, M. (1987). Fractals in karst. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(5), 475-480.
- Lee, T. H., & Moon, W. M. (2002). Lineament extraction from Landsat TM, JERS-1 SAR, and DEM for geological applications. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02. 2002 IEEE International (Vol. 6, pp. 3276-3278)*. IEEE.
- Leech, D. P., Treloar, P. J., Lucas, N. S., & Grocott, J. (2003). Landsat TM analysis of fracture patterns: a case study from the Coastal Cordillera of northern Chile. *International Journal of Remote Sensing*, 24(19), 3709-3726.
- Logan, T. A., Nicoll, J., Laurencelle, J., Hogenson, K., Gens, R., Buechler, B., ...& Guritz, R. (2014, December). Radiometrically Terrain Corrected ALOS PALSAR Data Available from Alaska Satellite Facility. In *AGU Fall Meeting Abstracts*
- Lovejoy, S., & Schertzer, D. (1988). Extreme variability, scaling, and fractals in remote sensing- Analysis, and simulation. *Digital image processing in remote sensing (A 89-29064 11-43)*. London and Philadelphia, PA, Taylor and Francis, 1988, 177-212.
- Malamud, B. D., & Turcotte, D. L. (2001). Wavelet analyses of Mars polar topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E8), 17497-17504.
- Masoud, A. A., and Koike, K. (2011). Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote sensing*, 66(6), 818-832.
- Mostafa, M. E., & Bishta, A. Z. (2005). Significance of lineament patterns in rock unit classification and designation: a pilot study on the Gharib-Dara area, northern Eastern Desert, Egypt. *International Journal of Remote Sensing*, 26(7), 1463-1475.
- Mwaniki, M. W., Moeller, M. S., & Schellmann, G. (2015). A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualizing lineaments: A case study of central region Kenya. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
- Outcalt, S. I., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (1994). Fractal physiography *Geomorphology*, 11(2), 91-106.
- Pentland, A. P. (1984). Fractal-based description of natural scenes. *IEEE Transactions on Pattern Analysis & Machine Intelligence*, (6), 661-674.

- Qari, M. Y. H. (1990, May). Application of Landsat Tm Data To Lithological And Lineament Studies, Southern Arabian Shield. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1990. IGARSS'90. Remote Sensing Science for the Nineties'*, 10th Annual International (pp. 997-997). IEEE.
- Rahman, Z., Slob, S., & Hack, R. (2006, September). Deriving roughness characteristics of rock mass discontinuities from terrestrial laser scan data. In *Proceedings of 10th IAEG Congress: Engineering geology for tomorrow's cities*, Nottingham, United Kingdom.
- Rajesh, H. M. (2008). Mapping Proterozoic unconformity-related uranium deposits in the Rockhole area, Northern Territory, Australia using Landsat ETM+. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 382-396.
- Riley, S.J., De Gloria, S.D., Elliot, R. (1999). Index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences*, 5(1-4), 23-27.
- Saadi, N. M., Zaher, M. A., El-Baz, F., & Watanabe, K. (2011). Integrated remote sensing data utilization for investigating the structural and tectonic history of the Ghadames Basin, Libya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(5), 778-791.
- Schuller, D. J., Rao, A. R., & Jeong, G. D. (2001). Fractal characteristics of dense stream networks. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), 1-16.
- Shahzad, F., & Gloaguen, R. (2011). TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 250-260.
- Skoda, G. (1987). Fractal dimension of rainbands over Hilly terrain. *Fraktale Dimension von Niederschlagsbändern über hügeligem Gelände. Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4), 74-82.
- Sung, Q. C., Chen, Y. C., & Chao, P. C. (1998). Spatial variation of fractal parameters and its geological implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(4), 655-672.
- Turcotte, D. L. (1997). *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge university press.
- Willett, S. D. (1999). Orography and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B12), 28957-28981.
- Xie, H., & Wang, J. A. (1999). Direct fractal measurement of fracture surfaces. *International Journal of Solids and Structures*, 36(20), 3073-3084.
- Xu, T., Moore, I. D., & Gallant, J. C. (1993). Fractals, fractal dimensions, and landscapes - a review. *Geomorphology*, 8(4), 245-262.