

تأثیر نوزمینساخت بر توالی لندفرم‌های کوهستانی و پایکوهی ناحیه دامغان با استفاده از مدل SPIM

فاطمه کیارستمی* - دانشجوی دکتری مخاطرات ژئومورفولوژیک، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
مجتبی یمانی - استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
ابوالقاسم گورابی - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
محمد رضا قاسمی - استاد زمین‌شناسی (تکتونیک)، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
سید محمد زمان زاده - دانشیار زمین‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۳/۲۲ تأیید نهایی: ۱۴۰۰/۱۰/۱۱

چکیده

هدف اصلی در این پژوهش بررسی تأثیر نوزمینساخت بر توالی لندفرم‌های کوهستانی و پایکوهی ناحیه دامغان با استفاده از تغییرات شیب و واکنش فرسایشی - برشی رودهای جاری بر سطح این لندفرم‌ها به عنوان یکی از عوامل کلیدی تحول چشم‌اندازها است. در این راستا ابتدا نقشه شیب آبراهه‌ها و نقشه توان برشی رود منطقه با توجه به پارامترهای تأثیرگذار شامل شیب رودخانه، مساحت حوضه زهکشی، نرخ تندی و بازده فرسایشی رود تهیه شد و سپس نیمرخ طولی برگرفته شده از این نقشه‌ها از شمال به جنوب منطقه با توجه به عوارض و لندفرم‌های برجسته‌ای که در ناحیه وجود دارد، ترسیم و مقایسه شد. از تحلیل نیمرخ‌های طولی برگرفته شده از نقشه شیب رود و توان برشی رودخانه می‌توان به این نتیجه رسید که این روش در شناسایی توالی لندفرم‌های متأثر از فرآیندهای زمینساختی، کاربرد زیادی دارد. هر جا که فعالیت گسل‌ها به شکل تراکششی منجر به ایجاد نواحی کم‌ارتفاع و فروافتاده شده است مانند حوضه واگشوده آستانه، نرخ برش رود در برابر کاهش میزان شیب کانال، کاهش داشته است. در این حوضه نرخ برش رود ۲/۵۹ میلی‌متر در سال در برابر شیب کانال: ۴/۴۶ درصد می‌باشد. اما هر جا فعالیت گسل‌ها منجر به افزایش ارتفاعات و برآمدگی‌ها شده است، مانند خم‌گرفتاری ارتفاعات کرکسی، مجموعه راندگی ارتفاعات سفیدرشته کوه و یا فوربرگ-های سربرآورده از میان رسوبات بادبزن‌های آبرفتی، نرخ برش رود در برابر افزایش شیب کانال، بالا رفته است. برای مثال در ارتفاعات کرکسی نرخ برش رود ۱۰/۱۲ میلی‌متر در سال در برابر شیب کانال ۱۱/۱۰ درصد می‌باشد.

واژگان کلیدی: البرز شرقی، دامغان، زمین‌ساخت فعال، نرخ برش رودخانه، سکناس‌های لندفرمی.

مقدمه

شناسایی و تحلیل وضعیت‌های مرتبط با زمین‌ساخت فعال^۱ و یا فرآیندهای برهنه‌سازی^۲، از طریق بررسی دگرذیسی^۳ و تغییر شکل لندفرم^۴ها، یکی از اهداف اساسی دانش تکتونیک-ژئومورفولوژی است. رودخانه‌ها جزء آن دسته از عناصر ژئومورفولوژیکی هستند که بر سطح وسیعی از لندفرم‌های متفاوت جریان دارند و می‌توانند روابط بحرانی میان فرایش^۵، برهنه‌سازی ارتفاعات و سنگ‌شناسی^۶ را آشکار سازند(هوارد^۷، ۱۹۹۴:۲۲۶۳؛ ویپل^۸ و همکاران، ۲۰۰۷:۲۳؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۰:۴۹۷). در مسئله تحول لندفرم‌ها این دسته از اطلاعات و روابط میان آن‌ها، توسط ویژگی‌های سنگ‌بستر^۹ رود حفظ می‌شود(وانگ^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۷:۱۴۷).

گیلبرت در سال ۱۸۷۷ خاطر نشان کرد که میان شیب آبراهه و فرسایش رود رابطه‌ای مستقیم وجود دارد. هر جایی که شیب بیشتر باشد، نرخ فرسایش بالاتر است(هانت^{۱۱}، ۱۹۸۸:۱۰۰۰). فرسایش واکنشی است نسبت به بالآمدگی رود که پس از افزایش شیب رخ می‌دهد(هک، ۱۹۶۰:۹۲). نیمرخ طولی کانال به شکل تدریجی ابتدا پوشش سطحی بستر را قطع می‌کند تا به سنگ‌بستر اصلی می‌رسد. هر چه کانال سرایش‌تر باشد؛ بیشتر بار بستر خود را حمل می‌کند و منجر به بالا رفتن حد آستانه برای برش کانال می‌شود(توکر و اسلینگرلند^{۱۲}، ۱۹۹۶:۷۵؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۷:۲۲؛ ویپل و توکر^{۱۳}، ۲۰۰۲:۱۸). برش رودخانه^{۱۴} مکانیزم اولیه‌ای است که به وسیله آن چشم‌اندازها خود را با تغییرات اقلیمی و نیروهای زمینساختی تطبیق می‌دهند(دانیس^{۱۵} و همکاران، ۲۰۲۰:۳؛ جیانگ^{۱۶} و همکاران، ۲۰۱۶:۳۸؛ کربای^{۱۷} و ویپل، ۲۰۰۱:۴۱۹). در میان فاکتورهای متعددی که در نرخ برش رود مؤثر هستند، توزیع مقدار شیب و تندی کانال‌های آب می‌تواند به شکل سیستماتیکی مؤثر باشد. برش کانال فرسایش قائم و باریک رودخانه است که به وسیله رودهایی که از سطح اساس خود دور هستند، ایجاد می‌گردد. برش رودخانه فرآیند متداولی بعد از ایجاد فرایش زمینساختی در چشم‌اندازها است. این عمل یک فرآیند طبیعی است که طی آن، رودخانه بستر خود را به سمت پایین حفر می‌کند و منجر به گود شدن کانال فعال آبراهه‌ای می‌گردد. اگر چه این فرآیند طبیعی است اما می‌تواند توسط عوامل انسانی چون فعالیت‌های کشاورزی، معدنی، چوب‌بری، احداث جاده و سد تسریع پیدا کند(هریس^{۱۸} و همکاران، ۲۰۱۳:۴۵؛ اشنایدر^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۶:۶۵؛ لاگیو^{۲۰}، ۲۰۱۴:۴۷؛ توکر و اسلینگرلند، ۱۹۹۶:۷۷؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۷:۲۲).

1. Active Tectonic

2. Denudation

3. Deformation

4. Landform

5. Uplift

6. Lithology

7. Howard

8. Whipple & etal

9. Bedrock

10. Wang &etal

11. Hunt

12. Tucker and Slingerland

13. Whipple and Tucker

14. River Incision

15. Danezis & etal

16. Jiang & etal

17. Kirby and Whipple

18. Harris &etal

19. Snyder & etal

20. Lague

زمینساخت فعال نقش مهمی در شکل‌دهی به چشم‌اندازها ایفا می‌کند و فرایش و برش رودخانه در کنارهم در محیط عمل می‌نمایند؛ در طول زمان با بالا رفتن ارتفاع کوهستان‌ها، رودخانه‌ها بستر خود را به شکل نواحی عمیق آب‌کندی حفر می‌کنند، که این امر منجر به شکل‌گیری چشم‌اندازهای تقطیع شده می‌شود. در برخی نواحی مانند کوه‌های سیرانوادای کالیفرنیا نرخ برش ۱ کیلومتر در طول ۵ میلیون سال ثبت شده‌است (لاگیو، ۱۴:۲۰۴۵؛ لاگیو و دیوی^۱، ۳:۲۰۰۳؛ لاو و آوآک^۲، ۲۰۰۰:۹۰). کمربند کوهزائی البرز بخشی از نوار چین‌خورده آلپ-همیالیا است که در شمال فلات ایران قرار گرفته‌است. این کمربند کوهستانی نسبت به زمین‌های فروافتاده اطراف خود مانند حوضه کاسپین و ایران مرکزی دچار فرایش شده‌است (آلن^۳ و همکاران، ۲۰۰۴:۱۳؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲:۲۱۸؛ جاویدفخر و احمدیان، ۲۰۱۸:۸۹؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴:۱۸۰؛ والکر و جکسون، ۲۰۰۴:۲۳).

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش بخشی از ارتفاعات البرز شرقی در دامغان است که توسط گسل‌های فعال متعدد تحت تأثیر قرار گرفته‌است. این گسل‌ها سازوکارهای متفاوت رانده^۴، امتدادلغز^۵ و عادی^۶ دارند که منجر به ایجاد طیف وسیعی از اشکال ساختمانی از جمله: تاقدیس^۷، ناودیس^۸، سفره‌های رورانده^۹، خم‌های گرفتاری^{۱۱} و نواحی فروافتاده مانند حوضه‌های واگشوده^{۱۲} و فرونشست‌های^{۱۳} رخ داده در جنوب منطقه شده‌است. تنوع سنگ‌شناسی بالا از پرکامبرین تا کواترنری همراه با فرسایش آب‌های جاری بر تنوع این اشکال افزوده‌است (بربریان^{۱۴}، ۱۹۷۶:۱۸۹؛ هالینگزورث^{۱۵} و همکاران، ۲۰۱۸:۱۷؛ خادمی، ۱۳۷۶:۱۵۰؛ امید، ۱۳۸۰:۲۰۰؛ رحیمی، ۱۳۸۵:۶۹؛ پوررمضانی و بوذری، ۲۰۱۷:۷۵).

هدف اصلی در این پژوهش بررسی تأثیر نوزمینساخت بر توالی لندفرم‌های کوهستانی و پایکوهی ناحیه دامغان با استفاده از تغییرات شیب و واکنش فرسایشی - برشی رودهای جاری بر سطح این لندفرم‌ها به عنوان یکی از عوامل کلیدی تحول چشم‌اندازها است. در این راستا ابتدا نقشه شیب آبراهه‌ها و نقشه توان برشی رود منطقه با توجه به پارامترهای تأثیرگذار شامل شیب رودخانه، مساحت حوضه زهکشی، نرخ تندی و بازده فرسایشی رود تهیه شد و سپس نیمرخ طولی برگرفته شده از این نقشه‌ها از شمال به جنوب منطقه با توجه به عوارض و لندفرم‌های برجسته‌ای که در ناحیه وجود دارد، ترسیم و مقایسه شد.

بررسی تأثیر نوزمینساخت بر مبنای واکنش فرسایشی - برشی رودهای جاری بر سطح لندفرم‌ها، مسئله‌ای است که کمتر به آن توجه شده‌است. از دیرباز یکی از روش‌های رایج برای بررسی تأثیر زمینساخت فعال در نواحی، استفاده از شاخص‌های زمینساختی بوده که این شاخص‌ها عمدتاً مبتنی بر برجستگی نسبی، عدم تقارن در شکل حوضه، افزایش شیب رود و یا منحنی‌های هیپسومتریک می‌باشند. این شاخص‌ها عمدتاً تک بعدی بوده و تنها نواحی که دارای زمین‌های مرتفع، شیب زیاد رودخانه و بیشترین میزان عدم تقارن هستند را جز نواحی فعال زمینساختی به حساب می‌آورند. برای مثال در شاخص گرادبان شیب رودخانه SL هر جا شیب رود بیشتر باشد و کانال از سنگ‌های مقاوم‌تری تشکیل شده‌باشد، آن ناحیه فعالیت

¹. Lague and Davy

². Lavé and Avouac

³. Allen & etal

⁴. Mechanism

⁵. Thrust

⁶. Strike-Slip-Fault

⁷. Normal Fault

⁸. Anticline

⁹. Syncline

¹⁰. Nappe

¹¹. Restraining Bend

¹². Pull-apart basin

¹³. Subsidence

¹⁴. Berberian

¹⁵. Hollingworth&etal

زمینساختی بالاتری را نشان می‌دهد. اما توجه به واکنش فرسایشی - برشی رود برای پی بردن به نوزمینساخت یک منطقه، کاربرد وسیع‌تری دارد زیرا گسل‌ها با توجه به وضعیت ترافشارشی یا تراکششی خود، نواحی مختلف را در موقعیت‌های مختلف بالآمده یا حتی فروافتاده قرار می‌دهند. بنابراین نمی‌توان گفت اگر ناحیه‌ای شیب رود کمتری دارد بنابراین متأثر از رخدادهای زمینساختی نبوده بلکه اگر از دیدگاه فرسایشی - برشی رود به این مسئله توجه کنیم باید بگوییم در نواحی فعال زمینساختی اگر سازوکار گسل منجر به افزایش شیب رود و افزایش ارتفاع لندفرم گردد، نرخ برش رود افزایش یافته و اگر منجر به ایجاد نواحی فروافتاده گردد، نرخ برش رود کاهش می‌یابد و هر دوناحیه متأثر از فرآیندهای زمینساختی هستند.

ناحیه کوهستانی دامغان در محدود ارتفاعی (۳۸۳۰-۹۹۹ متر) به عنوان بخشی از ارتفاعات البرز شرقی در شمال فلات ایران قرار گرفته است. مجموعه کمر بند کوهستانی البرز نسبت به زمین‌های فروافتاده اطراف، از جمله حوضه کاسپین و ایران - مرکزی دچار برخاستگی شده است (آلن و همکاران^۱، ۲۰۰۳: ۶۶۱؛ جکسون و همکاران^۲، ۲۰۰۲: ۲۴۳؛ جاویدفخر و احمدیان، ۲۰۱۸: ۷۹؛ اشتوکلین^۳، ۱۹۷۴: ۳۸؛ ورنانت، ۲۰۰۴: ۱۷۹). این ناحیه کوهستانی دارای گسل‌های متعدد با سازوکارهای متنوع می‌باشد که منجر به ایجاد ساختارهای زمین‌ساختی چون چین‌خوردگی‌ها، سفره‌های رورانده، حوضه‌های واگشوده، خم‌های گرفتاری و در نواحی پایکوهی بادبزن‌های آبرفتی فرایش یافته همراه با برجستگی‌های فوربرگی در امتداد آن‌ها شده است (شکل شماره ۱) (غلامی و همکاران، ۲۷: ۱۳۹۳، هالینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۸؛ ریزا^۴ و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹۰؛ امید، ۲۰۱۳: ۸۸؛ خادمی، ۱۳۷۶: ۹۶؛ رحیمی، ۱۳۸۵: ۱۳۰؛ محمد نژاد آروق، ۱۳۹۰: ۲۵).

گسل از نوع راندگی بارزترین نوع گسل خوردگی در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد که باعث شده ساختمان رسوبی البرز در این بخش به صورت مجموعه‌ای از ورقه‌های رورانده با ضخامت کم، توالی چینه‌ای البرز را در خود جای دهد. سوی حرکت راندگی‌ها در این ناحیه به سمت جنوب است. با جوان شدن توالی‌های رسوبی به سمت جنوب، ناحیه هندسه‌ای از دوپلکس حوضه‌های پیش‌بومی را نشان می‌دهد (خادمی ۱۳۷۶؛ رحیمی ۱۳۸۵). گسل‌های منطقه علاوه بر ایجاد مجموعه‌ای از سفره‌های رورانده، ساختارهای دیگری را نیز ایجاد کرده‌اند. گسل آستانه علاوه بر مؤلفه چپ‌گرد دارای جایگاه‌های تراکششی و ترافشارشی نیز هست، که این امر موجب ایجاد یک حوضه واگشوده در محل دره آستانه واقع در جنوب غرب روستای آستانه و ایجاد خم‌گرفتاری ارتفاعات کرکسی در شمال شرق روستای آستانه شده است (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۹؛ ریزا و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹۵).

در اثر توسعه و گسترش گسل‌های موجود در کمر بند کوهستانی و پیچش و حرکت سنگ‌بستر و رسوبات آبرفتی در سطح منطقه ناشی از جابه‌جایی بلوک‌های گسلی، مجموعه‌ای از اشکال فوربرگی به شکل موازی با کمر بند کوهستان اصلی مابین ارتفاعات و رسوبات آبرفتی بادبزن‌ها شکل گرفته است (ارتفاعات سیاه‌کوه، انجیرلو، فیض‌آبادی و شترگردن). چین‌خوردگی، راندگی و کج‌شدگی در اثر عوامل زمین‌ساختی و حتی رخدادهای لرزه‌ای به شکل ناگهانی می‌تواند منجر به ارتفاع یافتن فوربرگ‌ها در بالای سطح بادبزن‌های آبرفتی در امتداد جبهه کوهستان اصلی و با فاصله از آن شود (بایاسگالان و همکاران^۵، ۱۹۹۹: ۱۲۸۸، اون و همکاران^۶، ۱۹۹۹: ۶۹). فوربرگ‌های منطقه مورد مطالعه اغلب به شکل راندگی‌هایی مابین رسوبات جوان ارتفاع یافته‌اند و به شکل نامتقارن پرشیب‌ترین پهلوهای آن‌ها دور از جبهه کوهستان اصلی است. این ویژگی‌ها در اکثر فوربرگ‌ها به چشم می‌خورد.

1. Allen & etal

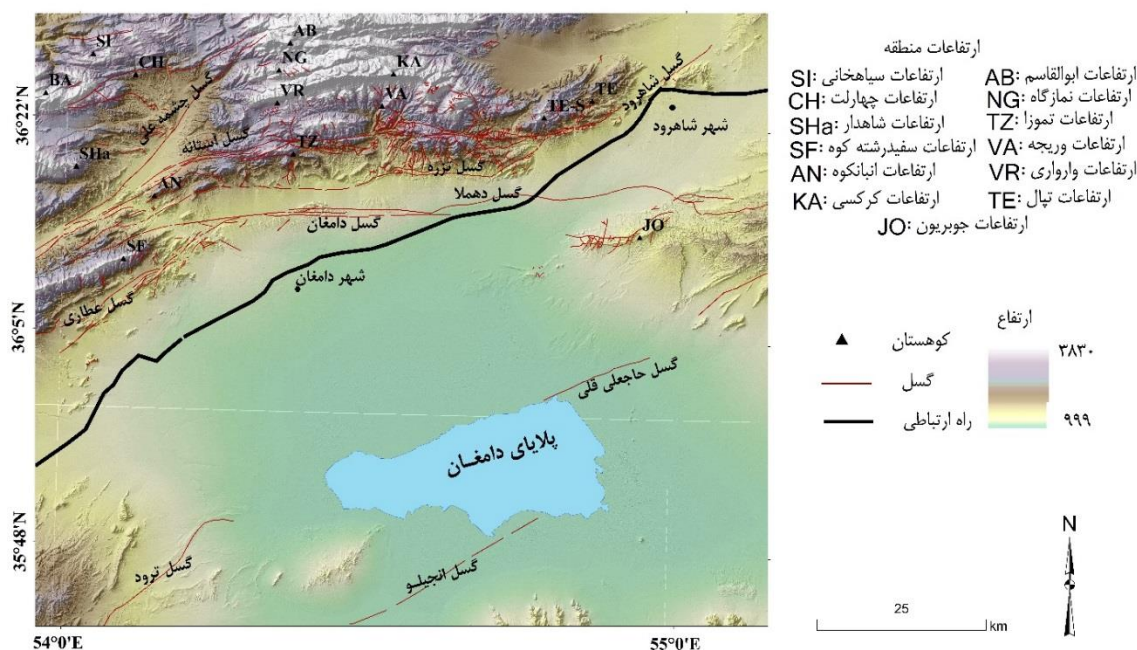
2. Jackson & etal

3. Stoecklin

4. Rizza & etal

5. Bayasgalan & etal

6. Owen & etal



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه.

روش تحقیق

محاسبه شاخص SPIM (مدل توان برشی رود) در منطقه مورد مطالعه

رودخانه‌ها در نواحی که دچار فرایش زمینساختی می‌شوند به دو صورت واکنش نشان می‌دهند، یا منحرف می‌شوند و یا اینکه دچار بالآمدگی می‌گردند. در حالت فرایشی، بالآمدگی رود، منجر به شکل‌گیری حالت محدب در نیمرخ طولی رودخانه می‌شود که نتیجه آن افزایش شیب رودخانه است. باید در نظر گرفت هر بالآمدگی در سیستم منجر به افزایش شیب می‌گردد، رودخانه در پاسخ به این افزایش شیب، شروع به حفر بستر خود می‌کند، در واقع افزایش شیب منجر به بالا رفتن قدرت رودخانه می‌شود که در نهایت افزایش تنش برشی کانال را در پی دارد. تنش برشی نیرویی است که سیال (رود) به دیواره کانال یا مخزن وارد می‌کند. در نهایت رودخانه برای رسیدن به حالت تعادلی که عموماً با ایجاد فرورفتگی در نیمرخ طولی آبراهه همراه است، شروع به برش و حفر بستر خود می‌نماید که نتیجه آن گود شدن کانال فعال آبراهه‌ای است. این وضعیت تا جایی ادامه می‌یابد که شیب کانال کاهش یابد تا رود دیگر قادر به حفر بستر خود نباشد و شروع به نهشته‌گذاری کند. حال یک رخداده زمین‌ساختی دیگر و یا افزایش شیب ناشی از شکل‌گیری پشته‌های رسوبی در محل رود می‌تواند این چرخه را مجدداً فعال سازد (بوربانک و اندرسون، ۱۹۰۰:۲۰۰۱، لاگیو، ۵۹:۲۰۱۴، لاگیو و دیوی، ۱۹:۲۰۰۳، لاگیو و همکاران، ۵۸:۲۰۰۰، لاو و آوآک، ۹۹:۲۰۰۰، ماد و همکاران، ۳۲:۲۰۱۸، مونتگومری، ۵۸۸:۱۹۹۶، شوم، ۱۹۷۷:۱۷۳).

با توجه به نقش رودخانه‌ها در شکل‌دهی به چشم‌اندازها، درک تحول رودها در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی، یک کلید اساسی در دانش ژئومورفولوژی کمی است. مدل برش رودخانه یک ارتباط کمی میان آشفتگی‌های اقلیمی - تکتونیکی با ویژگی هندسی کانال و شبکه زهکشی ایجاد کرده است.

محاسبه شاخص برش رودخانه

مدل‌های زیادی برای محاسبه نرخ برش رودخانه وجود دارند، اما پرکاربردترین آن‌ها مدل^۱ SPIM می‌باشد که به شکل رابطه زیر مطرح می‌گردد.
رابطه شماره ۱

$$I = K * A^m * S^n$$

I: نرخ برش کانال (میلی‌متر در سال)

K: نرخ بازده فرسایشی (میلی‌متر در سال)

A: مساحت حوضه زهکشی است که جانشین دبی رود می‌شود (کیلومتر مربع).

S: شیب رودخانه (لاگیو، ۱۴:۲۰:۶۰).

مدل SPIM مبتنی بر پارامترهای هندسی ساده‌است، مانند شیب و مساحت حوضه زهکشی که از طریق نقشه ارتفاعی DEM استخراج می‌شود. برخی پارامترها مرتبط با ملاحظات انرژی است مانند نرخ مصرف انرژی در بستر کانال و پشته‌ها که در این صورت می‌شود؛ $m:0.5$ و $n:1^2$ است که به صورت ثابت‌های تجربی در فرمول بکار گرفته می‌شود (هوارد، ۱۹۹۴:۲۲۸۳، ویپل و توکر، ۲۰۰۲:۱۹).

به منظور محاسبه مقادیر این شاخص و تهیه نقشه برش رودخانه، ابتدا کل ناحیه مورد مطالعه به ۶۴ زیرحوضه به نحوی که مقادیر برش رود حاصل از آن‌ها برای درون‌یابی سطحی مناسب باشد، تقسیم شد. در مرحله بعد مقادیر مربوط به شاخص‌های مؤثر در فرمول SPIM شامل شیب رود، مساحت سطح زهکشی و بازده فرسایشی برای هر یک از زیر حوضه‌ها محاسبه گشت.

محاسبه شاخص تندی کانال

برای محاسبه شاخص بازده فرسایشی ابتدا مقادیر تندی رودهای هریک از حوضه‌ها از فرمول توان برشی رود، مبتنی بر رگرسیون توان‌دار به شکل رابطه زیر محاسبه گشت.

رابطه شماره ۲

$$S = K_s A^{-\theta}$$

در فرمول بالا θ عبارت است از مقدار فررفتگی^۳ (شکل مقعر نیمرخ طولی رودخانه که اغلب در رودهای تعادلی دیده می‌شود) و K_{SN} عبارت است از مقدار تندی^۴ رود (شکل محدب نیمرخ طولی رودخانه که اغلب در رودهای با شیب زیاد در نواحی فعال زمینساختی و یا رودهایی که سنگ بستر مقاوم دارند، در نتیجه افزایش شیب و عدم فرسایش بستر ایجاد می‌گردد).

این رابطه در حقیقت تأثیر مستقیم شیب کانال و حوضه زهکشی را در تغییرات ایجاد شده بر روی نیمرخ طولی رودخانه نشان می‌دهد. برای محاسبه مقادیر پارامتر تندی و فرورفتگی بر مبنای فرمول توان برشی رودخانه، نمودار لگاریتمی بین

^۱ Stream Power Incision Model

^۲ برای مقادیر ثابت n و m در برخی منابع ارزش‌های متفاوتی در نظر گرفته شده است اما طبق مکالمات اینجانب با دکتر ولفگانگ وگنر استاد علم ژئودزی و اطلاعات علوم زمین دانشگاه تکنیک وین UT Wien، مقادیر ۱ و ۰/۵ برای ثابت‌های تجربی m, n مناسب‌تر است و در محاسبات بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

^۳ Concavity

^۴ Steepness

شیب و مساحت رودخانه استخراج شد، در واقع این رابطه یک رگرسیون توان‌دار محسوب می‌گردد که در آن فرورفتگی، شیب خط رگرسیون و پارامتر تندی، عرض از مبدا آن است (نیکولسون و همکاران^۱، ۵۸۹:۲۰۱۳، واسیلاکیس و همکاران^۲، ۲۰:۲۰۰۷).

محاسبه نرخ بازده فرسایشی رود

پس از به دست آوردن مقادیر تندی رودهای هر ۶۴ حوضه آبریز، رابطه بازده فرسایشی به شکل زیر بکار گرفته شد، پارامتر بازده فرسایشی K که در روابط بالا به آن اشاره شده است، به عنوان کسری از حجمی است که تحت نام بقایای حاصل از فرسایش از محیط خارج شده است. نرخ فرسایش E در واقع عبارت است از: نسبت بین حجم ماده فرسایش یافته به حجم عامل فرسایش دهنده که منجر به از دست رفتن رسوب می‌شود. اما آن حجمی که علاوه بر فرسایش، کاملاً از محیط خارج شده است، تحت عنوان بازده فرسایشی معرفی می‌گردد (آمیلی و همکاران^۳، ۳۵:۲۰۱۲، آرژانیکوا^۴ و همکاران^۵، ۱۰۰:۲۰۱۸، سونداراراجان و همکاران^۵، ۹۵:۱۹۹۰).

رابطه بازده فرسایشی به صورت زیر در دسترس است.

رابطه شماره ۳

$$U = ksn^n * K$$

U در واقع نرخ بالآمدگی یا تغییر ارتفاع منطقه نسبت به سطح اساس محسوب می‌شود، که به منظور محاسبه آن، از روش تداخل سنجی راداری برای تعیین میزان جابه‌جایی‌های عمودی صورت گرفته در سطح منطقه استفاده به عمل آمد. این نرخ همان تغییر ارتفاع منطقه نسبت به سطح اساس محلی (پلایای حاجلی‌قلی) است. نرخ بازده فرسایشی برای هر ۶۴ حوضه آبریز از طریق محاسبه شاخص تندی رودها و با در نظر گرفتن ۲۱ میلی‌متر بالآمدگی در امتداد نواحی کم‌شیب گسل‌های فعال منطقه، در تداخل سنجی راداری، محاسبه شد (محمود و گلوئون^۶، ۴۲۲:۲۰۱۲، شهزاد و گلوئون^۷، ۷۵:۲۰۱۱).

محاسبه نرخ بالآمدگی با استفاده از تداخل سنجی راداری

تحقیقات زیادی بر روی مزایای استفاده از فرآیند اینترفرومتری داده‌های SAR در پایش تغییرات سطح زمین صورت گرفته است. داده‌های راداری در پایش رخدادهایی نظیر فرونشست (کیریستیا^۸، ۲۵:۲۰۱۵، لیوسیسی و همکاران^۸، ۲۰۰:۲۰۱۸) فرایش نواحی فعال زمینساختی (بهاتاچاریا^۹، ۹۸:۲۰۱۴)، تخمین نرخ لغزش‌های رخ داده در نواحی مستعد و کمی کردن آن (گورابی، ۱۹۷:۲۰۲۰، استروزی^{۱۰} و همکاران، ۳۹:۲۰۱۸)، سایر تغییرات پوسته زمین در نتیجه رخدادهای طبیعی همچون زلزله (دونگ و همکاران^{۱۱}، ۵۵:۲۰۱۱، لین لین و همکاران^{۱۲}، ۱۳۰:۲۰۰۳، پیراسینی و همکاران^{۱۳}، ۷۵:۲۰۰۲)، فوران آتشفشان (اسچیفرو و همکاران، ۹۳:۲۰۱۹) و یا تغییرات پوسته زمین در اثر رخدادهای انسانی (هسیه و همکاران^{۱۴}، ۸۸:۲۰۱۱)،

1. Nicholson & etal

2. Vassilakis & etal

3. Ambili & etal

4. Arzhannikova & etal

5. Sundararajan & etal

6. Gloaguen

7. Cristea

8. Liosis & etal

9. Bhattacharya & et al.

10. Strozzi et al

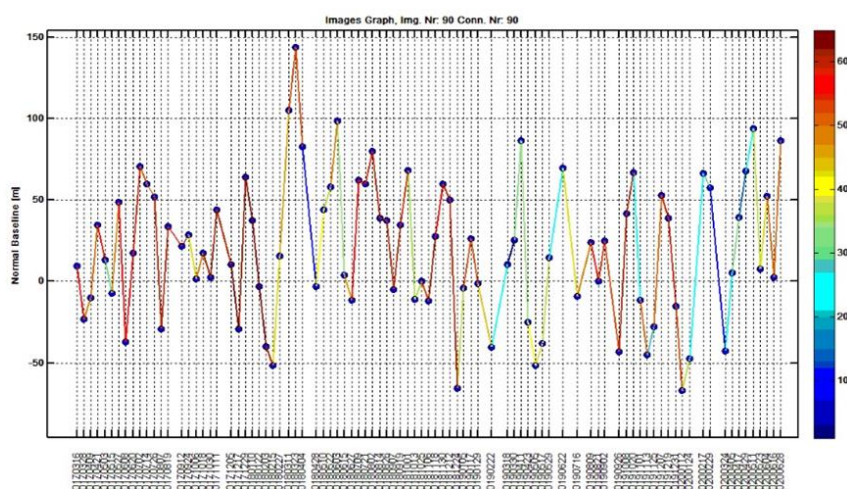
11. Dong et al

12. Lin-lin et al

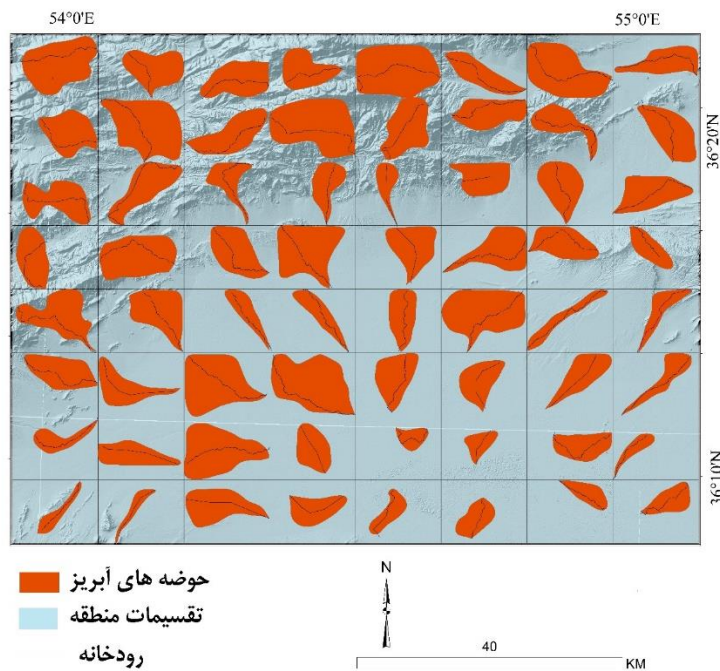
13. Pieraccini et al

14. Hsieh et al

نقش بسیار مهمی ایفا می‌نمایند. این داده‌های راداری در دریافت اطلاعات قابل اطمینان در رابطه با حرکات پوسته زمین و جابه‌جایی‌های عمودی و افقی آن، در سطح وسیع نقش دارند (راکولوس و همکاران^۱، ۲۰۰۹: ۸۵). در این پژوهش به منظور محاسبه نرخ بالاآمدگی رخ داده در ناحیه دامغان و محاسبه پارامتر U در رابطه با بازده فرسایشی، از تکنیک تداخل سنجی راداری استفاده شد. به این منظور، از نرم‌افزار GMTSAR در سیستم عامل لینوکس (ابونتو) برای تحلیل تصاویر راداری و محاسبه نرخ جابه‌جایی عمودی ناحیه دامغان متأثر از فرآیندهای زمینساختی بهره‌برداری به عمل آمد. ۸۵ تصویر راداری مربوط به سالهای ۲۰۱۵-۲۰۲۰ مورد استفاده قرار گرفت. تاریخ این تصاویر از ۲۰۲۰/۶/۲۸ تا ۲۰۲۰/۴/۸ معادل ۱۹ فروردین ۱۳۹۴ تا ۸ تیر ۱۳۹۹ است. به منظور افزایش دقت نتایج به دست آمده، از روش الگوریتم خط‌مبنای کوتاه^۲ (SBAS) استفاده شد.



شکل ۲: انتخاب تصویر براساس کمترین خط مبنای زمانی و مکانی میان زوج تصاویر راداری.



شکل ۳: مجموعه ۶۴ حوضه استخراج شده به منظور محاسبه شاخص SPIM دامغان.

¹. Raucoules et al

². Small Baseline Subset

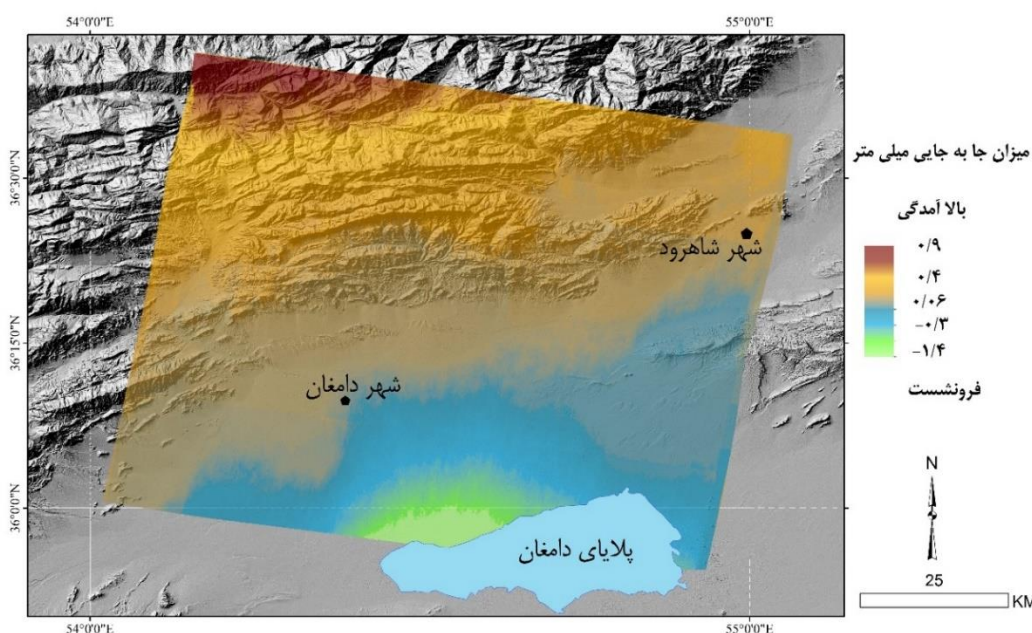
بحث و یافته‌ها

به منظور محاسبه نرخ بازده‌فرسایشی به عنوان یکی از پارامترهای مرتبط با نرخ برش رودخانه، نیازمند دانستن نرخ فرایش منطقه (میلی‌متر بر سال) هستیم. لذا از روش تداخل‌سنجی راداری به این منظور استفاده نمودیم. این روش یک شیوه دقیق برای محاسبه نرخ تغییرات عمودی زمین با دقت میلی‌متری است؛ به ویژه برای مناطقی که در رابطه با نرخ فرایش آن‌ها اطلاعات دقیقی در دسترس نداریم. از طرف دیگر تصاویر راداری سنتینل ۱ و نرم‌افزار GmtSar که برای تحلیل و تداخل‌سنجی نهایی این داده‌های راداری مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند؛ به صورت رایگان در اختیار کاربران قرار می‌گیرند و نرم‌افزار نیز دارای منبع باز است. لذا این روش یک شیوه سریع و با دقت مناسب از جمله برای مناطقی است که وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی در عصر حاضر در آن‌ها اثبات شده‌است.

این مناطق بیش از سایر نواحی متأثر از زمین‌ساخت فعال دچار تغییرات ساختاری و جابه‌جایی‌های عمودی می‌گردند. آثار و شواهد زمین‌ساخت فعال در رابطه با گسل‌های فعال منطقه در قسمت‌های قبلی پژوهش مورد بررسی قرار گرفته و وجود فعالیت‌های گسلی در این ناحیه را تأیید می‌کند. بنابراین می‌توان گفت جابه‌جایی‌های عمودی در قالب بالآمدگی و فرونشست در ناحیه دامغان که در تداخل‌سنجی راداری نمایش داده می‌شود؛ متأثر از فرآیندهای زمین‌ساختی در قالب بالآمدگی و فرونشست‌های فعال مربوط به گسل‌های کارا و جوان ناحیه است.

نقشه نهایی به دست آمده از تکنیک تداخل‌سنجی راداری، بیانگر طیف وسیعی از مقادیر مثبت نشان‌دهنده بالآمدگی در شمال ناحیه و مقادیر منفی نشان‌دهنده فرونشست در جنوب ناحیه است. با توجه به تأثیر مجموعه عوامل زمین‌ساختی، هندسه پیش‌بومی و وزن حاصل از تجمع رسوبات با ضخامت زیاد در جنوب پلایای دامغان؛ وجود این مقادیر منفی را می‌توان ناشی از فرونشست تدریجی کف حوضه متأثر از عوامل فوق دانست. بالآمدگی‌ها در بخش‌های مرکزی و شمالی منطقه مورد مطالعه منطبق با ساختارهای کوهستانی منطقه در البرز شرقی هستند که متأثر از فعالیت‌های گسلی ناحیه در برابر حوضه فروافتاده جنوبی دچار فرایش شده‌اند.

حداکثر مقدار بالآمدگی ثبت شده به میزان $0/9$ میلی‌متر و بیشترین فرونشست ثبت شده به میزان $-1/4$ میلی‌متر بوده‌است. مقدار متوسط بالآمدگی در کل منطقه $0/5$ میلی‌متر می‌باشد که در یک دوره ۵ ساله از ۸۵ تصویر مورد بررسی، نرخ فرایشی به میزان $0/1$ میلی‌متر در سال را نشان می‌دهد (شکل ۴).

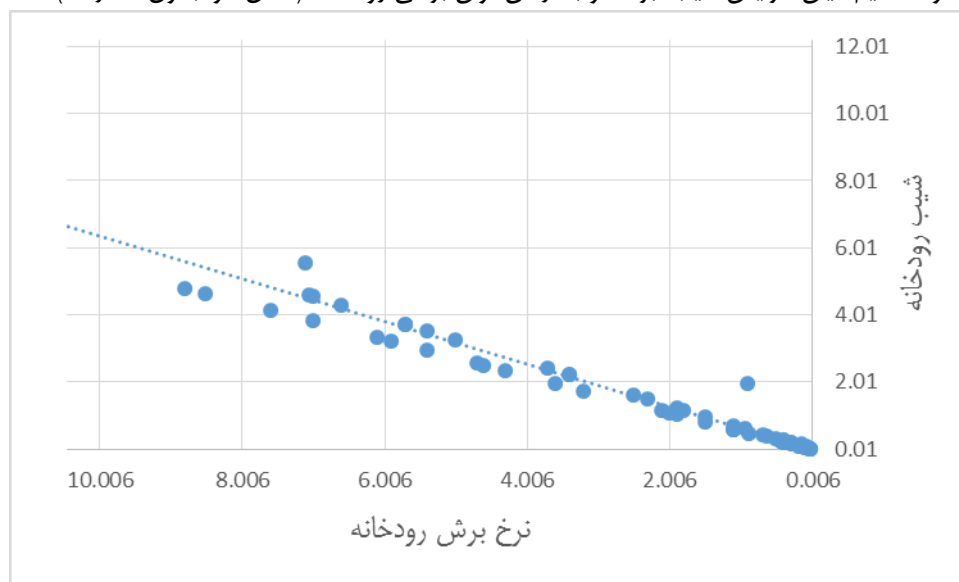


شکل ۴: نقشه جابه‌جایی راداری منطقه.

جدول ۱: مقادیر بازده فرسایشی، تندی، شیب و نرخ برش رودخانه برای ۶۴ حوضه آبریز.

بازده فرسایشی میلی متر بر سال	مساحت حوضه زهکشی	تندی	نرخ برش رود میلی متر بر سال	شیب رود به درصد	بازده فرسایشی میلی متر بر سال	مساحت حوضه زهکشی	تندی	نرخ برش رود میلی متر بر سال	شیب رود به درصد
۰/۰۷۷	۷۱/۱۲	۲۶/۷۷	۰/۹۷	۱/۵	۰/۱۰	۲۵/۱۲	۴۳/۲۶	۱/۰۹	۲
۰/۰۸۴	۴۲/۱۵	۷/۲	۶/۶۷	۱۲/۲	۰/۱۶	۱۶/۱۹	۲۹/۴۳	۱/۱۷	۱/۸
۰/۰۹	۴۷/۵۲	۶/۸۲	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۰۷	۴۹/۶۲	۱۵/۵	۰/۲۲	۰/۲۴
۰/۰۸۸	۳۸/۱۳	۳۲/۲۸	۱/۰۳	۱/۹	۰/۰۷۸	۶۸/۶۱	۱/۴۸	۰/۲۶	۰/۴
۰/۱۵	۱۸/۸۹	۴۱/۹۹	۴/۶۰	۷/۰۶	۰/۱۲	۱۸/۵	۴/۹۱	۰/۰۵	۰/۱
۰/۰۷۶	۵۰/۹۱	۱۴۰/۸	۴/۱۵	۷/۶	۰/۱۳	۲۲/۲۳	۰/۶	۰/۲۶	۰/۴
۰/۰۷۰	۸۴/۸۶	۶۲/۷۹	۱/۲۳	۱/۹	۰/۱۰	۲۶/۸۳	۰/۷۹	۰/۰۵	۰/۱
۰/۱۱	۲۲/۸۶	۱۲۸/۴۳	۳/۳۳	۶/۱	۰/۱۴	۳۵/۸۶	۲/۱۷	۰/۰۶	۰/۰۸
۰/۱۲	۲۵/۷۵	۹۴/۴۳	۳/۲۶	۵	۰/۰۸	۴۰/۶۸	۲۶/۸۹	۰/۶۰	۱/۱
۰/۱۳	۱۵/۳	۶۷/۹۷	۲/۵۱	۴/۶	۰/۱۱	۳۴/۶۵	۱۵/۴۷	۰/۳۳	۰/۵۱
۰/۱۸	۱۲/۳۱	۷۸/۶۷	۴/۳۰	۶/۶	۰/۰۶	۷۲/۲۷	۱۰/۳۴	۰/۲۴	۰/۴۴
۰/۰۷۶	۵۱/۳	۲۲/۸	۰/۸۲	۱/۵	۰/۱۱	۲۹/۶۹	۲/۷۳	۰/۰۲	۰/۰۴
۰/۰۶۷	۹۴/۶۸	۱۵/۸۷	۰/۴۱	۰/۶۳	۰/۱۵	۱۲/۰۸	۰/۶	۰/۰۱	۰/۰۲
۰/۰۸۲	۴۴/۲۶	۱۰۴/۷۲	۴/۸۱	۸/۸	۰/۱۶	۱۵/۵۳	۱/۶۲	۰/۰۰۶	۰/۰۱
۰/۰۶۳	۱۰۴/۹۵	۶۷/۹۶	۲/۴۱	۳/۷	۰/۰۹	۳۲/۶۴	۱/۶۸	۰/۲۱	۰/۴
۰/۰۸۱	۴۴/۸۶	۱۱۹/۹۹	۳/۲۲	۵/۹	۰/۳۶	۱۲/۹۷	۲/۰۷	۰/۱۸	۰/۱۴
۰/۰۷۰	۸۶/۱۶	۱۵۹/۱۸	۳/۷۱	۵/۷	۰/۰۸	۶۴/۳۷	۶۹/۵۵	۱/۷۵	۳/۲
۰/۱۳	۴۶/۸۷	۱۸۱/۱۶	۱۰/۴۶	۱۱/۱۶	۰/۱۰	۳۸/۰۱	۲۳/۵۶	۰/۷۱	۱/۱
۰/۱۰	۴۰/۶۹	۷۹/۴۱	۳/۵۲	۵/۴	۰/۰۶۲	۷۷/۴۹	۱۳/۱۹	۰/۱۶	۰/۳
۰/۰۹	۳۱/۳۴	۱۵۱/۹۲	۲/۹۵	۵/۴	۰/۰۶۷	۹۴/۵۱	۴	۰/۰۹	۰/۱۴
۰/۰۸	۶۳/۰۱	۲۲/۳۶	۰/۶۰	۰/۹۳	۰/۰۸	۳۹/۵۹	۳/۵۹	۰/۰۱۶	۰/۰۳
۰/۰۶	۷۷/۷۳	۱۱۲/۴۱	۲/۳۵	۴/۳	۰/۱۰	۳۵/۶	۲/۳۹	۰/۰۱۹	۰/۰۳
۰/۱۰	۴۲/۰۵	۱۲۹/۳	۳/۷۱	۵/۷	۰/۰۹	۳۳/۷۳	۷/۰۸	۰/۲۰	۰/۳۸
۰/۰۸۷	۳۸/۹۱	۱۳۲/۲۴	۴/۶۴	۸/۵	۰/۱۳	۲۳/۲	۱۴/۴۴	۰/۴۵	۰/۶۹
۰/۱۰	۳۵/۸۳	۱۰۸	۴/۵۶	۷	۰/۰۷	۵۳/۴۴	۱۳۳/۳۵	۳/۸۲	۷
۰/۰۸۱	۹۲/۲۳	۱۲۸/۹۳	۵/۵۴	۷/۱	۰/۰۹	۴۹/۳۴	۳۶/۱۸	۲/۲۱	۳/۴
۰/۱۱	۳۳/۳۶	۷۰/۴۶	۲/۲۱	۳/۴	۰/۱۲	۱۹/۶۸	۱۷/۳۱	۰/۴۸	۰/۸۸
۰/۰۶	۸۲/۶۴	۸۴/۴۸	۱/۹۶	۳/۶	۰/۱۳	۲۲/۷۹	۷/۱۲	۰/۱۹	۰/۳
۰/۳۵	۳۸/۰۶	۱۹/۴	۱/۹۵	۰/۹	۰/۱۱	۲۴/۷	۵/۵۳	۰/۰۹	۰/۱۸
					۰/۰۷	۷۷/۸۸	۹/۶۶	۰/۲۵	۰/۳۹
					۰/۱۴	۱۳/۴۱	۲۵/۲۲	۰/۶۰	۱/۱
					۰/۱۴۵	۲۰/۲۱	۳۹/۹۳	۱/۵	۲/۳
					۰/۰۸	۳۸/۱۷	۶۲/۳۱	۲/۵	۴/۷
					۰/۰۸	۶۵/۱۹	۵۷/۲۲	۱/۶۳	۲/۵
					۰/۰۸۱	۴۴/۹۶	۴۷/۶۳	۱/۱۴	۲/۱

در منطقه مورد مطالعه وابستگی میان افزایش شیب و بالا رفتن توان برش رودخانه از طریق روابط رگرسیونی میان متغیرهای شیب و برش نشان داده شده است. ضریب همبستگی و ضریب تعیین این دو متغیر نسبت به یکدیگر به ترتیب ۰/۹۶ و ۰/۹۳ است که نشان دهنده برازش مناسب نقاط شیب و برش بر روی خط رگرسیون می‌باشد. این امر بیانگر وجود روابط مثبت و مستقیم میان افزایش شیب آبراهه و بالا رفتن توان برشی رود است (شکل ۵ و جدول شماره ۲).



شکل ۵: رابطه رگرسیونی میان شیب و نرخ برش رودخانه در منطقه مورد مطالعه.

جدول ۲: اطلاعات آماری رگرسیون خطی میان شیب و نرخ برش رودخانه در منطقه مورد مطالعه.

اطلاعات آماری رگرسیون

۰/۹۶	ضریب همبستگی
۰/۹۳	ضریب تعیین
۰/۸۳	خطای استاندارد
۶۴	تعداد نمونه

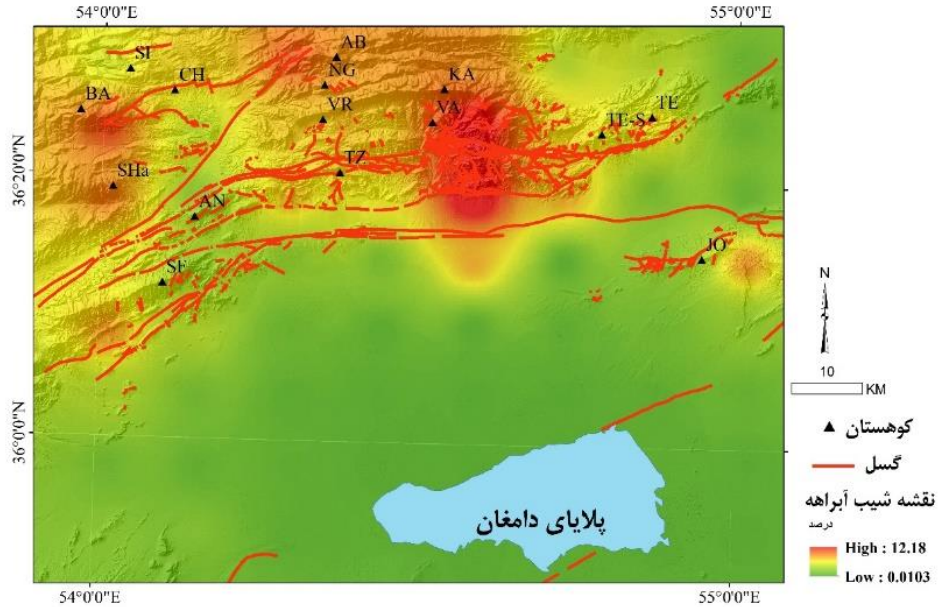
تحلیل نقشه های شیب و توان برشی رودخانه

به منظور تهیه و تحلیل نقشه شیب و توان برشی رودهای ناحیه دامغان، و برای تبدیل ارزش های نقاط به سطوح رستری حاوی ارزش، از روش میان یابی معکوس فاصله یا IDW استفاده به عمل آمد. این روش تابعی است از فاصله معکوس میان نقاط معلوم. در این روش فرض می‌شود که ارزش نقشه با افزایش فاصله از نقاط مشخص کاهش می‌یابد (فرانک^۱، ۱۹۸۰:۱۹۹، فیلیپ و واتسون^۲، ۱۹۸۲:۲۰۱). این روش برای تهیه نقشه ارزش های مورد بررسی در این پژوهش مناسب است زیرا اگر فرآیندهای زمینساختی و فرایش های حاصل از آن را عامل افزایش شیب رود و در نتیجه بالا رفتن توان برشی رود بدانیم؛ این فرآیند در محدوده خاصی اثر گذار است و نمی‌تواند بر روی نواحی دورتر کارکرد داشته باشد. برای مثال در ناحیه دامغان غسل استانه با سازوکارهای تراکشی و ترافشارشی منجر به ایجاد خم گرفتاری کرکسی به صورت سدی کوهستانی و عظیم در برابر حوضه واگشوده آستانه به عنوان یک ناحیه فرورفته شده است (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰:۱۸). این دو منطقه اگر چه در برابر یکدیگر قرار دارند؛ اما دو الگوی کاملاً متفاوت را به لحاظ شیب رودخانه

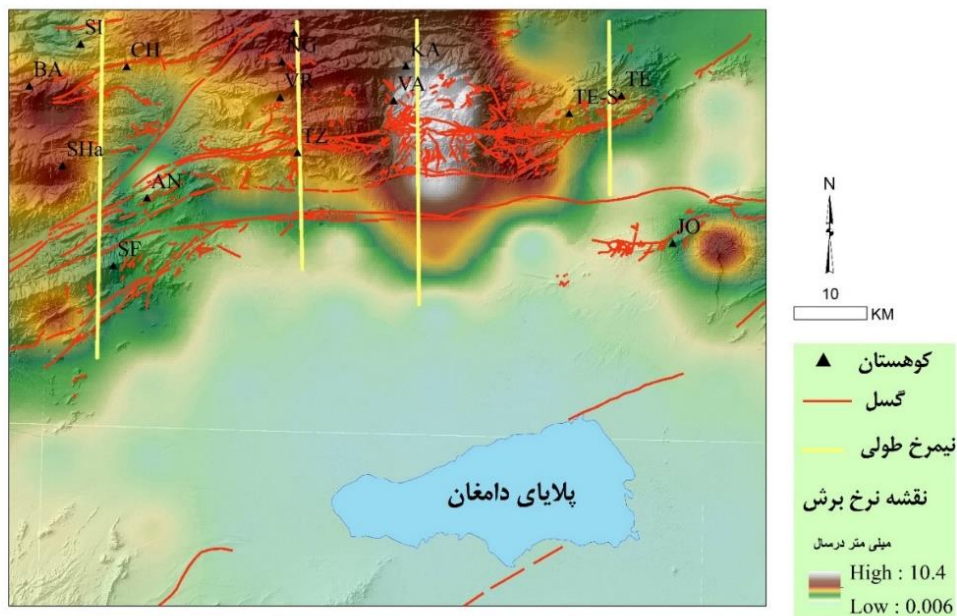
¹ Frank

² Philip and Watson

و توان برشی رود نشان می‌دهند؛ بنابراین نمی‌توان ارزش‌های یک محدوده خاص را به نواحی دورتر تعمیم داد و از این روش معکوس فاصله روش مناسبی برای تهیه نقشه شیب رود و توان برشی رود است (شکل‌های ۶ و ۷).



شکل ۶: نقشه شیب رودخانه ناحیه دامغان.



شکل ۷: نقشه توان برشی رود ناحیه دامغان.

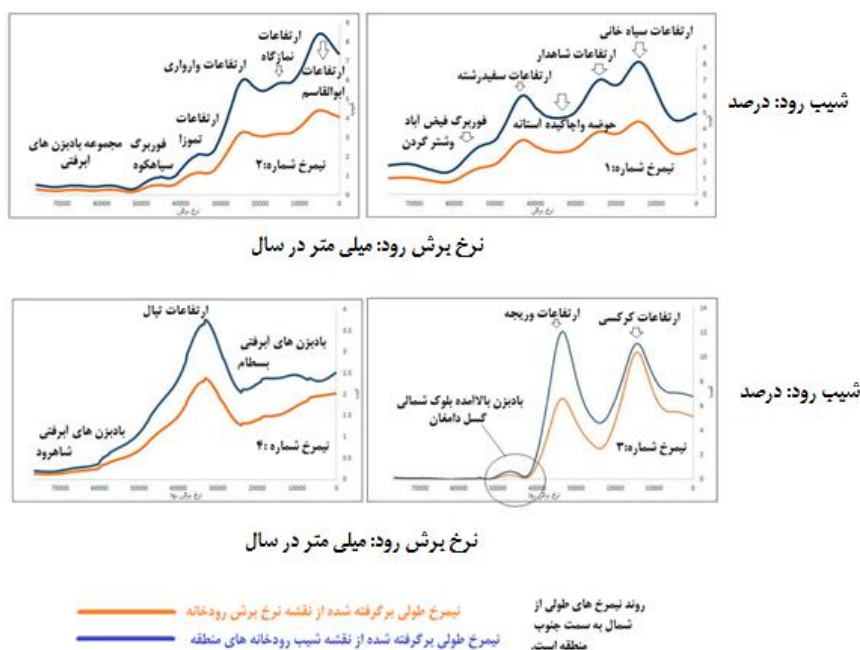
مقایسه‌ی نیمرخ‌های طولی برگرفته شده از نقشه شیب و توان برشی رود منطقه دامغان بیانگر ارتباط نزدیک این دو پارامتر با یکدیگر است؛ هر دو این پارامترها در کنارهم برای تحلیل وضعیت زمینساختی نواحی نقش مؤثری دارند. به شکلی که

در بررسی وضعیت نیمرخ‌های طولی منطقه از شمال به جنوب، هر جا عوارض برجسته مانند کمربندهای کوهستانی یا اشکال فوربرگی قرار دارند؛ نرخ شیب و توان برشی رود بالا می‌رود و در مقابل هر جا اشکال فروافتاده ساختمانی مانند حوضه‌های فروافتاده یا قسمت‌های انتهایی نیمرخ‌های طولی که مبتنی بر دشت‌های آبرفتی هستند، قرار دارند، میزان شیب و به دنبال آن توان برشی رود کاهش می‌یابد (شکل ۸).

بنابراین تحلیل نیمرخ‌های طولی برگرفته شده از نقشه شیب و توان برشی رودهای ناحیه دامغان می‌تواند در شناسایی و تحلیل تأثیر سازوکارهای گسل‌های فعال بر روی توالی لندفرم‌های منطقه مؤثر باشد. به این شکل که نواحی که عمدتاً دارای نرخ بالای شیب و توان برشی رود هستند و به شکل برجسته در نیمرخ طولی نشان داده شده‌اند، نماینده عملکرد گسل‌ها به شکل ترافشارشی هستند که منجر به شکل‌گیری لندفرم‌های ارتفاع یافته می‌شوند. مانند ارتفاعات سیاه‌خانی، شاهدار و سفیدرشته کوه که تحت تأثیر سازوکار راندگی گسل‌های منطقه به شکل مجموعه‌ای از سفره‌های روانه، توالی چینه‌ای البرز را در کنار هم قرار داده‌اند (امیدی ۱۳۸۰؛ خادمی ۱۳۷۶؛ رحیمی ۱۳۸۵). مجموعه اشکال فوربرگی جنوب منطقه که برجستگی‌های کوچکی را در قسمت انتهایی نیمرخ‌های طولی ایجاد کرده‌اند از دیگر اشکال ساختمانی هستند که نشان‌دهنده تأثیر گسل‌های فعال منطقه در شکل‌دهی به ساختارهای فرایش یافته می‌باشند. این اشکال فوربرگی در نتیجه حرکات گسل‌ها و چرخش بلوک‌های گسلی در میان رسوبات آبرفتی ارتفاع یافته‌اند. همچنین عملکرد ترافشارشی گسل آستانه همراه با مؤلفه چپگرد، باعث شده این گسل در مسیر حرکت خود با روند غربی-شرقی، ساختارهای خم گرفتاری همچون ارتفاعات کرکسی، وریجه و وارواری را ایجاد نماید (هالینگزورث، ۲۰۱۰: ۱۳). در نیمرخ شماره یک در شکل ۸، شیب کانال در ارتفاعات سیاه‌خانی ۸/۰۴ درصد و نرخ برش رود ۴/۴۵ میلی‌متر برسال می‌باشد، ارتفاعات شاهدار با شیب کانال ۷/۰۷ درصد و نرخ برش ۳/۸۹ میلی‌متر درسال مقدار کمتری را به خود اختصاص داده‌است که این مسئله ارتباط میان نرخ برش رود و مقدار شیب کانال را نشان می‌دهد. بعد از ارتفاعات شاهدار، حوضه واگشوده آستانه قرار دارد که در اینجا شاهد یک افت ناگهانی در شیب کانال به میزان ۴/۶۹ درصد و به دنبال آن کاهش نرخ برش رود به میزان ۲/۵۹ میلی‌متر درسال می‌باشیم. این نرخ برش می‌تواند تا حدودی ناشی از سستی بستر رودآستانه بر سطح حوضه بر روی رسوبات آبرفتی نرم کواترنری باشد. در مقابل بارسیدن به ارتفاعات سفیدرشته کوه، مقدار شیب کانال (۶/۱۰ درصد) و نرخ برش رود (۳/۳۵ میلی‌متر برسال) به سرعت افزایش می‌یابد. در نواحی انتهایی نیمرخ در سطح فوربرگ‌های فیض آباد و شترگردن که به صورت اشکال برجسته از میان آبرفت‌های کواترنری سربرآورده‌اند، نرخ شیب کانال: ۲/۹۵ درصد و نرخ برش رود: ۱/۶۵ میلی‌متر درسال نسبت به نواحی رسوبی اطراف که بادبزن‌های آبرفتی کواترنری را می‌سازند (شیب کانال: ۱/۳۸ درصد و نرخ برش: ۰/۸ میلی‌متر درسال)، افزایش قابل توجهی پیدا کرده‌است. در نیمرخ شماره ۲ در شکل شماره ۸ نیز چنین توالی ناشی از تغییر ارتفاع، شیب جریان و نرخ برش رود را شاهد هستیم. به نحوی که ارتفاعات ابوالقاسم (شیب کانال: ۸/۴۳ درصد و نرخ برش: ۴/۴۶ میلی‌متر درسال)، ارتفاعات نمازگاه (شیب کانال: ۵/۸۹ درصد و نرخ برش: ۳/۲۶ میلی‌متر درسال)، ارتفاعات وارواری (شیب کانال: ۶/۰۴ درصد و نرخ برش: ۳/۳۱ میلی‌متر درسال)، ارتفاعات تموزا (شیب کانال: ۲/۱۴ درصد و نرخ برش: ۱/۱۸ میلی‌متر درسال)، فوربرگ سیاهکوه (شیب کانال: ۰/۹۲ درصد و نرخ جریان: ۰/۵۲ میلی‌متر درسال) و بادبزن‌های آبرفتی جنوب منطقه که فوربرگ سیاهکوه از میانشان سربرآورده‌است شیب کانال: ۰/۵ درصد و نرخ برش ۰/۲ درصد را نشان می‌دهند. با توجه به مقادیر بدست آمده، در هر لندفرمی که شیب جریان بیشتر بوده، نرخ برش سالانه رود نیز افزایش یافته‌است. با توجه به منشاء زمینساختی بسیاری از لندفرم‌های منطقه، می‌توان فعالیت گسل‌ها را در افزایش شیب رودخانه‌های جاری شده بر این لندفرم‌ها مؤثر دانست. در بخش جنوبی نیمرخ شماره ۳ (شکل ۸) برآمدگی ایجاد شده که نشان‌دهنده افزایش شیب و قدرت برشی رود است، مربوط به بخشی از مخروط‌افکنه در شمال بلوک گسلی دامغان می‌باشد. بخشی از گسل دامغان از امتداد این مخروط آبرفتی می‌گذرد که منجر به فرایش بخش‌های بالادست مخروط شده‌است. وجود بخش‌های متروک و قدیمی مخروط با آثار فرسایش عمیق کانال‌های آبراهه و الگوی زهکشی

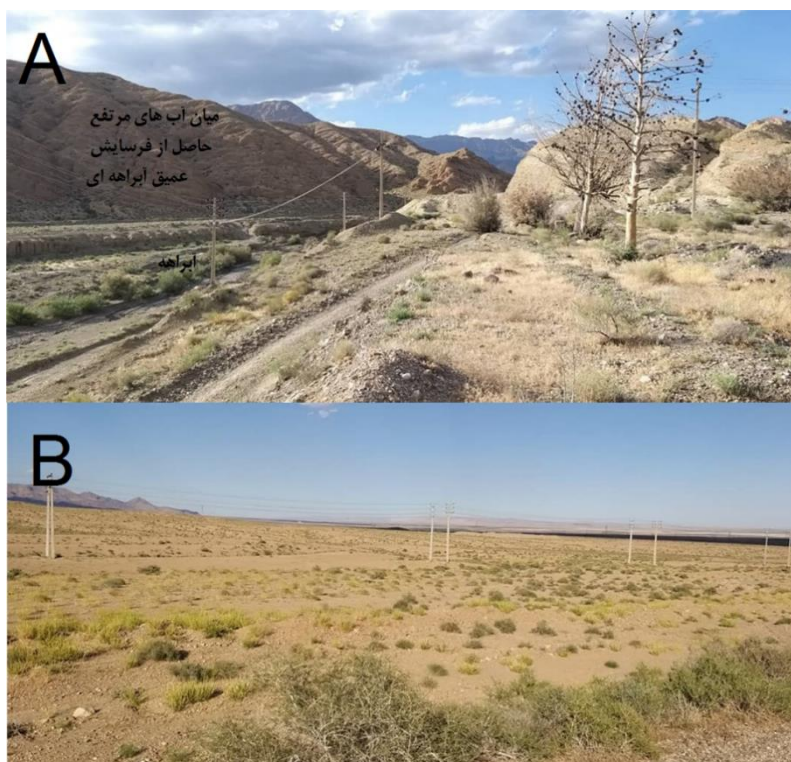
شاخه درختی^۱ تکامل یافته، نشان‌دهنده بالآمدگی بلوک شمالی گسل و ایجاد یک محور فرایش در سطح مخروط است. (شیب کانال: ۰/۶۵ درصد و نرخ برش: ۰/۳۵ میلی‌متر در سال). این ارزش‌ها در بخش‌هایی از مخروط که دچار فرایش نشده‌است؛ مقادیر کم‌تری را به خود اختصاص داده‌است. (شیب کانال: ۰/۰۸ درصد و نرخ برش: ۰/۰۳ میلی‌متر در سال). در قسمت شمالی نیمرخ شماره ۳، ارتفاعات کرکسی به صورت یک خم‌گرفتاری حاصل از فعالیت ترافشارشی گسل چپ‌لغز دامغان سربرآورده و نرخ برش ۱۰/۱۲ میلی‌متر در سال را در برابر شیب کانال: ۱۱/۱۰ درصد نشان می‌دهد. بعد از آن ارتفاعات وریجه قرار دارد که نرخ برش ۶/۶۰ میلی‌متر در سال را در برابر شیب ۱۰/۶ درصد نشان می‌دهد. در نیمرخ شماره ۴ در شکل شماره ۸، شمال و جنوب نیمرخ در برگیرنده مجموعه بادبزن‌های آبرفتی بسطام (شیب کانال: ۲/۴۵ درصد و نرخ برش: ۱/۷۴ میلی‌متر در سال) و بادبزن‌های آبرفتی شاهرود (شیب کانال: ۰/۶۵ درصد و نرخ برش: ۰/۴۶ میلی‌متر در سال) می‌باشد. ارتفاعات تپال در میان این رسوبات سربرآورده و با افزایش ارتفاع، شیب کانال: ۳/۷۲ درصد و نرخ برش: ۲/۳۰ میلی‌متر در سال را نشان می‌دهد.

نواحی فروافتاده در نیمرخ‌های طولی شیب و توان برشی رودهای منطقه عمدتاً نماینده نواحی هستند که شیب ملایم در آن‌ها منجر به کاهش شیب سیستم‌های رودخانه‌ای و در نتیجه کاهش توان برشی رودخانه شده‌است. این نواحی یا عمدتاً مبتنی بر زمین‌های هموار و دشت‌های آبرفتی هستند که در قسمت جنوبی ساختارهای کوهستانی به شکل بادبزن‌های آبرفتی محل تجمع رسوبات آبرفتی‌اند و یا اینکه از ساختمان‌های فروافتاده‌ای هستند که به دلیل عملکرد تراکشی گسل‌های منطقه به شکل حوضه‌های فروافتاده محل تجمع رسوبات آبرفتی شده‌اند. از جمله حوضه واگشوده آستانه در جنوب غرب روستای آستانه که منطبق بر بخشی از دره آستانه است. این حوضه در اثر عملکرد تراکشی گسل چپ‌گرد آستانه شکل گرفته‌است (هالینگزورث، ۲۰۱۰: ۱۱).



شکل ۸: نیمرخ‌های طولی برگرفته شده از نقشه‌های شیب و توان برش رودهای منطقه با روند شمال به جنوب.

¹ Dendritic Drainage Pattern



شکل ۹A: مقایسه آثار فرسایش عمیق در قطعه فرارو A با نبود آثار فرسایش آبراهه‌ای در قطعه فرورو گسل دامغان B در سطح مخروط افکنه شرق فوربرگ سیاه‌کوه.

نتیجه گیری

فعالیت گسل‌ها با سازوکارهای متفاوت سبب شکل‌گیری لندفرم‌های بالآمده و یا فرورافتاده‌ای می‌شود که در یک محیط فعال زمینساختی مجموعه‌ای از لندفرم‌های متوالی را ایجاد می‌کنند. بالآمدگی و فرورافتادگی این ساختارها منجر به افزایش یا کاهش شیب آن‌ها شده که این امر عمدتاً بر روی سیستم‌های آبراهه‌ای که بر روی این لندفرم‌ها جریان دارند؛ تأثیر خواهد گذاشت. هر جا سازوکار گسل‌ها منجر به افزایش ارتفاع و بالآمدگی لندفرم‌ها شود، شیب رود افزایش یافته و در نتیجه توان برشی - فرسایشی رود بیشتر می‌شود. در ناحیه دامغان مجموعه ارتفاعات شمالی ناحیه از جمله ارتفاعات ابوالقاسم (شیب کانال: ۸/۴۳ درصد و نرخ برش: ۴/۴۶ میلی‌متر در سال)، سیاهخانی (شیب کانال: ۸/۰۴ درصد و نرخ برش: ۴/۴۵ میلی‌متر در سال)، شاهدار (شیب کانال: ۷/۰۷ درصد، ۳/۸۹ میلی‌متر در سال)، سفیدرشته (شیب کانال: ۶/۱۰ درصد و نرخ برش: ۳/۳۵ میلی‌متر در سال)، وریجه (شیب کانال: ۱۰/۶ درصد و نرخ برش: ۶/۶۰ درصد)، کرکسی (شیب کانال: ۱۱/۱۰ درصد و نرخ برش: ۱۰/۱۲ میلی‌متر در سال)، و غیره همگی لندفرم‌های بالآمده‌ای هستند که تحت تأثیر فعالیت گسل‌هایی که در امتداد آن‌ها قرار دارند به شکل ساختارهای برجسته، الگوهای پرشیب آبراهه‌ای با توان برشی بالا را نشان می‌دهند. همچنین فوربرگ‌های جنوبی ناحیه که تحت تأثیر زمینساخت فعال و حرکات گسل‌ها در میان رسوبات آبرفتی شکل گرفته‌اند نیز ساختارهای برجسته با شیب زیاد را ایجاد کرده‌اند. فوربرگ سیاهکوه (شیب کانال: ۹۲/۰ درصد و نرخ برش: ۰/۵۲ میلی‌متر در سال)، فوربرگ‌های فیض‌آبادی و شترگردن (شیب کانال: ۲/۹۵ درصد و نرخ برش: ۱/۶۵ میلی‌متر در سال) رودهایی که بر سطح این فوربرگ‌ها جریان دارند دارای شیب زیاد و قدرت برشی بالا نسبت به زمین‌های فرورافتاده اطراف خود هستند. این وضعیت در ایجاد حالت برجسته در شکل نیمرخ طولی برگرفته شده از نقشه شیب و توان برشی رود، در مسیر این عوارض کاملاً مشخص است. همچنین هر جا در سطح بادبزن‌های آبرفتی گسلش منجر به بالآمدگی

شده، آثار این بالآمدگی به صورت افزایش شیب آبراهه‌ها و بالارفتن توان برشی رودها آشکار گردیده‌است. نمونه آن بادبزنی آبرفتی جنوب نیمرخ طولی شماره ۳ (شیب کانال: ۰/۶۵ درصد و نرخ برش: ۰/۳۵ میلی‌متر در سال) است که بخش‌هایی از آن متأثر از افراز گسل دامغان دچار فرایش شده‌است. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که بالا بودن شیب و توان برشی سیستم‌های رودخانه‌ای که بر سطح یک لندفرم جریان دارند، نماینده‌ی فرایش آن لندفرم محسوب می‌گردد. در مقابل در موقعیت‌هایی که گسل‌ها با سازوکار خاص خود سبب ایجاد اشکال فروافتاده مانند گرابن یا حوضه‌های فرونشسته می‌شوند، میزان شیب سیستم‌های آبراهه‌ای جاری بر سطح آن لندفرم کم شده و لذا توان برشی رود کاهش می‌یابد. این نواحی محل تجمع رسوبات جوان و آبرفتی هستند. نمونه این وضعیت در منطقه مورد مطالعه ما، حوضه واگشوده آستانه است که به شکل یک حوضه فروافتاده تحت‌تأثیر ساختار تراکشی گسل آستانه محل تجمع رسوبات آبرفتی جوان کواترنری است (شیب کانال: ۴/۶۹ درصد و نرخ برش: ۲/۵۹ میلی‌متر در سال). بنابراین در تحلیل وضعیت زمینساخت فعال یک ناحیه باید هم به الگوهای فرایشی و هم به الگوهای فروافتاده توجه داشت، زیرا گسل‌های فعال با توجه به سازوکار خود به گونه‌های متفاوتی سبب دگردیسی و تغییر شکل لندفرم‌ها می‌گردند.

از تحلیل نیمرخ‌های طولی برگرفته‌شده از نقشه شیب رود و توان برشی رودخانه می‌توان به این نتیجه رسید که این روش در شناسایی توالی لندفرم‌های متأثر از فرآیندهای زمینساختی، کاربرد زیادی دارد به نحوی که می‌توان از طریق بررسی روند تغییر این نیمرخ‌های طولی به نحوه عملکرد گسل‌های فعال در شکل‌دهی به لندفرم‌ها به شکل فشارشی یا کششی پی برد. هر جا که شیب آبراهه زیاد بوده و توان برشی رودخانه بالا باشد، نشان‌دهنده وجود یک محور فرایشی است که لندفرم بالآمدگی را ایجاد کرده‌است. این لندفرم می‌تواند یک برجستگی کوهستانی یا حتی در میان رسوبات آبرفتی بالآمده باشد. اما هر جا که شیب آبراهه و به دنبال آن توان برشی رود مقادیر پایینی را نشان دهد، می‌تواند بیانگر وجود یک حوضه فروافتاده زمینساختی باشد به نحوی گسلش در این ناحیه به صورت فرایشی عمل نکرده‌است. این روش در شناسایی نحوه اثرگذاری فرآیندهای نوزمینساختی بر روی لندفرم‌ها به شکل بالآمده ناشی از فعالیت‌های ترفشارشی گسل‌های فعال و فروافتاده ناشی از فعالیت‌های تراکشی گسل‌ها، کاربرد بسیار زیادی دارد.

منابع

امیدی، پ. ۱۳۸۰. تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زونهای گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری (گستره سمنان-دامغان). دانشگاه تربیت مدرس.

خادمی، م. ۱۳۷۶. بررسی و تحلیل ساختاری گسل‌های دامغان و عطاری در گستره دامغان. دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس.

رحیمی، ب. ۱۳۸۵. مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان. دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.

غلامی، م؛ جراحی، ه؛ نادعلیان، م. ۱۳۹۳. تحلیل ساختاری منطقه ده‌ملا، مجله علوم زمین دانشگاه آزاد اسلامی، سال ۲۴، شماره ۹۳. صفحات: ۱۹-۳۱.

محمد نژاد آروق، و. ۱۳۹۰. تحلیل مقایسه‌ای تحول مخروط افکنه‌های دامنه جنوبی البرز شرقی. دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران.

- Allen, M. B.; Ghassemi, M. R.; Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003). Accommodation of Late Cenozoic Oblique Shortening in the Alborz Range, Northern Iran, *Journal of Structural Geology*, 25(5): 659-572.
- Allen, M.; Jackson, J. and Walker, R. (2004). Late Cenozoic Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision and the Comparison of Short-Term and Long-Term Deformation Rates, *TECTONICS*, 23(2): 1-16
- Ambili, A.; Sushma, P.; Nathani, B.; Achim, B.; Shahzad, F. and Deenadayalan, K. (2012). Tectonic versus Climate Influence on Landscape Evolution: A Case Study from the Upper Spiti Valley, NW Himalaya, *Geomorphology*, 145-146: 32-44.

- Arzhannikova, A., Arzhannikov, S.; Braucher, R.; Jolivet, M.; Aumaître, G.; Bourlès, D.; and Keddadouche, K. 2018. 'Morphotectonic Analysis and ^{10}Be Dating of the Kyngarga River Terraces (Southwestern Flank of the Baikal Rift System, South Siberia)'. *Geomorphology* 303:94–105. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.11.019.
- Bayasgalan, A.; Jackson, J.; Ritz, J.F.; and Carretier, S. 1999. 'Forebergs', Flower Structures, and the Development of Large Intra-Continental Strike-Slip Faults: The Gurvan Bogd Fault System in Mongolia'. *Journal of Structural Geology* 21(10):1285–1302. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00064-4.
- Berberian, Manuel. 1976. 'Quaternary Faults in Iran'. Pp. 187–258 in Vol. 39.
- Bhattacharya, A.; Arora, M.K.; Sharma, M.L.; Vöge, M, and Bhasin, R. 2014. 'Surface Displacement Estimation Using Space-Borne SAR Interferometry in a Small Portion along Himalayan Frontal Fault'. *Optics and Lasers in Engineering* 53:78-164. doi: 10.1016/j.optlaseng.2013.09.001.
- Burbank, D. W., and Anderson R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. pages:454.
- Cristea, A. 2015. 'Spatial Analysis of Channel Steepness in a Tectonically Active Region: Putna River Catchment (South-Eastern Carpathians)'. *Geographia Technica* 10:19–27.
- Danezis, C., Chatzinikos, M and Kotsakis, M. 2020. 'Linear and Nonlinear Deformation Effects in the Permanent GNSS Network of Cyprus'. *Sensors* 20(6):1-19.
- Dong, Y.; Aixia Dou, Q.L, and Wang, X. 2011. 'Extracting Damages Caused by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan Earthquake from SAR Remote Sensing Data'. *The 2008 Wenchuan Earthquake, China and Active Tectonics of Asia* 40(4):14-907. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.07.009.
- Frank, R. 1980. 'Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Spline'. *Computer and Mathematic with Applications* 8(4):81-273.
- Goorabi, A. 2020. 'Detection of Landslide Induced by Large Earthquake Using InSAR Coherence Techniques – Northwest Zagros, Iran'. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science* 23(2):195–205. doi: 10.1016/j.ejrs.2019.04.002.
- Hack, J.T. (1960). *Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions*. Bobbs-Merrill. 97 pages.
- Harris, K., D. Keen, and T. Michael. 2013. *When Disaster and Conflicts Collide. a Paper from British. Research reports and studies*. Pages:54.
- Hollingsworth, J.; Nazari, H.; Ritz, J.; Salamati, R.; Talebian, M.; Bahroudi, A.; Mark Walker, R.; Rizza, M. and Jackson, J. (2010). *Active Tectonics of the East Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the Left-Lateral Astaneh Fault System during the Great 856 A.D. Qumis Earthquake*. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12313: 1-19.
- Howard, A. 1994. 'A Detachment-Limited Model of Drainage-Basin Evolution'. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES* 30(7):2261-2285. doi: 10.1029/94WR00757.
- Hsieh, C.H.S.H. Shih, T.Y.; Hu, J.C.H; Tung, H.; Huang, M.H, and Angelier, J. 2011. 'Using Differential SAR Interferometry to Map Land Subsidence: A Case Study in the Pingtung Plain of SW Taiwan'. *Natural Hazards* 58(3):32-1311. doi: 10.1007/s11069-011-7-9734.
- Hunt, Ch B. (1988). *Introduction*. In *Geology of the Henry Mountains, Utah, as recorded in the notebooks of G. K. Gilbert*, Geological Society of America. 76-1875.
- Jackson, J.; Keith, F. P; Mark, B.A. and Berberian, M. (2002). *Active Tectonics of the South Caspian Basin*. *Geophys. J. Int.* (2002) 148, 214-245
- Javidfakhr, B. and Ahmadian, S. (2018). *Geomorphic and Structural Assessment of Active Tectonics in NW Alborz*, *Geopersia*, 8(2): 261-278.
- Javidfakhr, Bita, and Seiran Ahmadian. 2018b. 'Geomorphic and Structural Assessment of Active Tectonics in NW Alborz'. *Geopersia* 8(2):78-261. doi: 10.22059/geope.2018.251479.648371.

- Jiang, W., Han, Z. and Jia, Q. 2016. 'Stream Profile Analysis, Tectonic Geomorphology and Neotectonic Activation of the Damxung Yangbajain Rift in South Tibetan Plateau'. *Journal of Earth Surface Process* 41:26-1312.
- Khademi, Mohsen. 1997. *Structural Analysis of Damghan and Attari Faults in Damghan Range*. Iran: Tarbiat Modares University.
- Kirby, E., Whipple, K. (2001). *Quantifying Differential Rock-Uplift Rates via Stream Profile Analysis*, *Geology*, 29:415-418.
- Lague, D., Davy, P., and A. Crave. 2000. 'Estimating Uplift Rate and Erodibility from the Area-Slope Relationship: Examples from Brittany (France) and Numerical Modelling'. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 25(6):48-543. doi: 10.1016/S1464-1895(00)00083-1.
- Lague, D. 2014. 'The Stream Power River Incision Model: Evidence, Theory and Beyond'. *Earth Surface Processes and Landforms* 39:38-61. doi: 10.1002/esp.3462.
- Lague, D. and Davy, Ph. (2003). *Constraints on the Long-Term Colluvium Erosion Law by Analyzing Slope-Area Relationships at Various Tectonic Uplift Rates in the Siwalik Hills (Nepal)*, *Journal of Geophysical Research*, 108: ETG-1-18.
- Lavé, J.; and Avouac, J.Ph. A. 2000. 'Active Folding of Fluvial Terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of Central Nepal'. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 105:70-5735. doi: 10.1029/1999JB900292.
- Li, ZH.W.; Yang, Z.F.; Jun Zhu, J.; Hu, J.; Wang, Y.J.; Li, P.X, and Chen, G.L. 2015. 'Retrieving Three-Dimensional Displacement Fields of Mining Areas from a Single InSAR Pair'. *Journal of Geodesy* 89(1):17-32. doi: 10.1007/s00190-014-0757-1.
- Lin-lin, G.; Cheng, E.; Polonska, D.; Rizos, C.; Collins, C, and Smith, C. 2003. 'Earthquake Monitoring in Australia Using Satellite Radar Interferometry'. *Wuhan University Journal of Natural Sciences* 8(2):58-649. doi: 10.1007/BF02899830.
- Liosis, N.; Marpu, P.R.; Pavlopoulos, K, and Ouarda, T. 2018. 'Ground Subsidence Monitoring with SAR Interferometry Techniques in the Rural Area of Al Wagan, UAE'. *Remote Sensing of Environment* 216:88-276. doi: 10.1016/j.rse.2018.07.001.
- Lu, P. and Shang, Y. (2015). *Active Tectonics Revealed by River Profiles along the Puqu Fault*, *Water Resources Research*, 7: 1628-1648.
- Mudd, S.; Clubb, F.; Gailleton, B. and Hurst, M. (2018). *How Concave Are River Channels?*, *Earth Surface Dynamics Discussions*, 6: Pp.1-34.
- Mahmood, S. A. and Gloaguen, R. (2012). *Appraisal of Active Tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM Derived Geomorphic Indices and Drainage Analysis*, *Geoscience Frontiers*, 3:407-428.
- Montgomery, D. R.; Tim, B. A.; Buffington, J.; Peterson, N.; Schmidt, K.M. and Stock, J.D. (1996). *Distribution of Bedrock and Alluvial Channels in Forested Mountain Drainage Basins*, *Nature*, 381(6583): 587-589.
- Nicholson, U.i.; VanLaningham, S. and Macdonald, D. (2013). *Quaternary Landscape Evolution over a Strike-Slip Plate Boundary: Drainage Network Response to Incipient Orogenesis in Sakhalin, Russian Far East*, *Geosphere*, 9: 588-601.
- Omidy, Parviz. 2002. *Detailed Structural and Dynamic Analysis of Fault Zones in the Southern Margin of East Alborz (Semnan-Damghan Region)*. Iran: Tarbiat Modarres University.
- Owen, L.; Cunningham, D.; Richards, B.; Rhodes, E.; Windley, B.; Dorjnamjaa, D and Badamgarav, J. 1999. 'Timing of Formation of Forebergs in the Northeastern Gobi Altai, Mongolia: Implications for Estimating Mountain Uplift Rates and Earthquake Recurrence Intervals'. *Journal of the Geological Society* 156:64-457. doi: 10.1144/gsjgs.156.3.0457.

- Philip, G. M., and Watson, D.F. 1982. 'A Precise Method for Determining Contoured Surfaces'. *Australian Petroleum Association Journal* 22:12-205.
- Pieraccini, M.; Mecatti, D.; Noferini, L.; Luzi, G.; Franchioni, G. and Carlo Atzeni. 2002. 'SAR Interferometry for Detecting the Effects of Earthquakes on Buildings'. *NDT & E International* 35(8):25-615. doi: 10.1016/S0963-8695(02)00047-6.
- Pourramezani, A. and Bourzoie, S. (2017). 'Study of Tectonic Activity in Young Eastern Alborz, Central Iran on the Basis of Alluvial Fans in the Shahrud-Bastam Area', *Open Journal of Geology*, 7(1): 69-82.
- Rahimi, B. 2002. *Structural studies of Alborz Mountains in northern Damghan*. Iran: Beheshti University.
- Raucoules, D., Bourguin, B.; de Michele, M.; Le Cozannet, G.; Closset, L.; Bremmer, C.; Veldkamp, H.; Tragheim, D.; Bateson, L.; Crosetto, M.; Agudo, M. and Engdahl, M. 2009. 'Validation and Intercomparison of Persistent Scatterers Interferometry: PSIC4 Project Results'. *Journal of Applied Geophysics* 68(3):47-335. doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.02.003.
- Rizza, M.; Mahan, S.; Ritz, J. F.; Nazari, H.; Hollingsworth, J. and Salamati, R. (2011). *Using Luminescence Dating of Course Matrix Material to Estimate the Slip Rate of the Astaneh Fault, Iran*, *Quaternary Geochronology*, 6(3):390-406.
- Schaefer, L.N.; Traglia, F.D.; Chaussard, E.; Lu, ZH.; Nolesini, T. and Casagli, N. 2019. 'Monitoring Volcano Slope Instability with Synthetic Aperture Radar: A Review and New Data from Pacaya (Guatemala) and Stromboli (Italy) Volcanoes'. *Earth-Science Reviews* 192:57-236. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.03.009.
- Schumm, S. A. 1977. *The Fluvial System*. Wiley, New York, pages:338.
- Shahzad, F. and Gloaguen, R. 2011. 'TecDEM: A MATLAB Based Toolbox for Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing and Stream Profile Analysis'. *Computers & Geosciences* 37(2):60-250. doi: 10.1016/j.cageo.2010.06.008.
- Snyder, E.; Johnson, J.; Spyropolou, K.; Wobus, C.C.; Whipple, K.; Kirby, E.; Snyder, N.; Johnson, J.; Crosby, B. and Sheehan, D. (2006). *Tectonics from Topography: Procedures, Promise, and Pitfalls*, *Geological Society of America Special Paper*, 398: 55-74.
- Stoecklin, Jovan. 1974. 'Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A.M., Ed., *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies; Alpine-Himalayan Orogens, Special Publication*'. *Geological Society* 4(1):34-213.
- Strozzi, T.; Frey, H.; Christian Huggel, A.; Wegmüller, R.K.; and Rapre, A.C. 2018. 'Satellite SAR Interferometry for the Improved Assessment of the State of Activity of Landslides: A Case Study from the Cordilleras of Peru'. *Remote Sensing of Environment* 217:25-111. doi: 10.1016/j.rse.2018.08.014.
- Sundararajan, G., Roy, M.; and Venkataraman, M. 1990. 'Erosion Efficiency-a New Parameter to Characterize the Dominant Erosion Micromechanism'. *Wear* 140(2):81-369. doi: [https://doi.org/10.1016/0043-1648\(90\)90096-S](https://doi.org/10.1016/0043-1648(90)90096-S).
- Tucker, G., and Slingerland, R. 1996. 'Predicting Sediment Flux from Fold-Thrust Belts'. *Basin Research* 8:49-329. doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.00238.x.
- Vassilakis, E.; Skourtsos, E. and Kranis, H. (2007). *Estimation of Tectonic Uplift Rate Using Quantified Morphometric Indices*. 8TH PAN-HELLENIC GEOGRAPHICAL CONFERENCE: 17-26.
- Vernant, Ph.; Nilforoushan, F.; Chéry, J.; Bayer, R.; Djamour, Y.; Masson, F.; Nankali, H.; Ritz, J. F.; Sedighi, M. and Tavakoli, F. (2004). *Deciphering Oblique Shortening of Central Alborz in Iran Using Geodetic Data*, *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1): 177-185.

- Walker, R.; and Jackson, J. 2004. 'Active Tectonics and Late Cenozoic Strain Distribution in Central and Eastern Iran: TECTONICS OF CENTRAL AND EASTERN IRAN'. *Tectonic*, 23(5):1-24.
- Wang, Y.; Zhang, H.; Zheng, D.; Jingxing, Y.; Jian-Zhang, P. and Yan, M (2017). *Coupling Slope–Area Analysis, Integral Approach and Statistic Tests to Steady-State Bedrock River Profile Analysis, Earth Surface Dynamics*, 5: 145-160.
- Whipple, K.; Wobus, C.; Crosby, B.; Kirby, E. and Sheehan, D. (2007). *New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data, Geol. Soc. Am. Annu. Meet. Course Notes, 1. Sponsored by: NSF Geomorphology and Land Use Dynamics*. 1-26.
- Whipple, K.; Gregory, S.; Hancock, S. and Robert S. Anderson (2000). *River Incision into Bedrock: Mechanics and Relative Efficacy of Plucking, Abrasion, and Cavitation, GSA Bulletin*, 112(3): 490-503.
- Whipple, K. and Tucker, G. 2002. 'Implication of Sediment-Flux-Dependent River Incision Models for Landscape Evolution'. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 107:1-20. doi: 10.1029/2000JB000044.