

جغرافیا و توسعه شماره ۵۲ پاییز ۱۳۹۷

وصول مقاله: ۹۶/۰۲/۲۵

تأیید نهایی: ۹۶/۰۹/۲۰

صفحات: ۴۳-۶۸

تحلیلی بر آنومالی‌های مورفوتکتونیک و ارتباط آن با تغییر ساختارهای تکتونیک پهنه زاگرس مرتفع و کمربند سنندج-سیرجان در منطقه نمونه قلعه شاهرخ

مهناز شیران^۱، دکتر محمدعلی زنگنه‌اسدی^{۲*}، دکتر حامد ادب^۳، دکتر ابوالقاسم امیراحمدی^۴

چکیده

حوضه قلعه شاهرخ به‌عنوان یک زیرحوضه در بالادست حوضه رودخانه زاینده‌رود تحت‌تأثیر تکتونیک، زمین‌شناسی و فرایندهای ژئومورفولوژیکی کواترنر است و به‌وسیله گسل اصلی زاگرس به دو پهنه ساختاری زاگرس مرتفع و پهنه سنندج-سیرجان تقسیم می‌شود. در این پژوهش، تحلیل‌های مورفوتکتونیک براساس مدل رقومی ارتفاعی ۱۲/۵ متر انجام گرفت و برای تحلیل شاخص‌های مورفوتکتونیک از نرم‌افزار متلب استفاده شد. تحلیل نقاط رودشکن، بازه‌ها و نیمرخ آبراهه‌ها، شاخص‌های فعالیت تکتونیک، مانند تقعر، شیب، گرادیان طولی، نامتقارن و تقارن توپوگرافیک عرضی و هیپسومتری نشان می‌دهد که حوضه مورد مطالعه از نظر تکتونیک و فرسایشی فعال است. زیرحوضه‌های واقع در زون زاگرس مرتفع بیشتر متأثر از تکتونیک و زیرحوضه‌های زون سنندج-سیرجان در بالادست متأثر از تکتونیک و در پایین‌دست متأثر از فرایندهای فرسایشی هستند، باین‌وجود فرایندهای فرسایشی نیز به‌وسیله عوامل تکتونیک در بالادست کنترل می‌شوند. همچنین نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که برخاستگی در امتداد گسل‌ها باعث توسعه بی‌نظمی از طریق شبکه‌های زهکشی شده که مستقیماً در نیمرخ آبراهه‌ها و ایجاد نقاط رودشکن در تعدادی از زیرحوضه‌ها نمود پیدا کرده است. همچنین، شاخص تقعر نسبت به تغییرات تکتونیک از حساسیت کمتری در مقایسه با شاخص شیب برخوردار است و شاخص شیب نسبت به شاخص تقعر، با نرخ برخاستگی صخره‌ها بیشتر ارتباط دارد؛ از این‌رو قطعاتی از آبراهه که شاخص شیب متفاوتی دارند، ممکن است مبین آشفته‌گی‌های تکتونیک در سیستم رودخانه‌ای باشند. نتایج انتگرال هیپسومتری در تمام زیرحوضه‌ها کمتر از ۰/۳۵ است و از نظر شکل، S شکل یا مقعر هستند که نشان می‌دهد حوضه‌ها در وضعیت تکاملی یا انتهای دوران بلوغ قرار دارند. همچنین بررسی نقشه هم‌پایه نشان می‌دهد که گسترش نقاط رودشکن در ترازهای مشابه ممکن است مربوط به دوره‌های برخاستگی هم‌زمان در حوضه باشد.

واژه‌های کلیدی: مورفوتکتونیک، پهنه زاگرس مرتفع، پهنه سنندج-سیرجان، حوضه قلعه شاهرخ-چلگرد.

m.shiran@hsu.ac.ir
ma.zanganehasadi@hsu.ac.ir
h.adab@hsu.ac.ir
a.amirahmadi@hsu.ac.ir

۱- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی - دانشگاه حکیم سبزواری
۲- دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواری *
۳- استادیار سنجش از دور- دانشگاه حکیم سبزواری
۴- دانشیار ژئومورفولوژی- دانشگاه حکیم سبزواری

مقدمه

«فرگشت‌ها» و روند تکاملی چشم‌اندازهای کواترنری در محل برخورد و فرورانش، در مرز خرده‌قاره‌ها و کمربندهای کوه‌زایی، متأثر از عوامل تکتونیکی و اقلیمی است. فعالیت‌های تکتونیکی در چنین مناطقی اغلب بسیار پویا هستند و به سرعت باعث تغییر ویژگی‌های سطح زمین می‌شوند. ردپای این پویایی در وقوع زلزله، ایجاد گسل، ناپیوستگی در الگوی ناهمواری‌های زمین، کنترل شبکه زهکشی و در دامنه‌های پرشیب کوهستانی دیده می‌شود (Flores-Prieto et al, 2015: 3). مطالعه ساختار ناهمواری‌ها و مورفولوژی آن‌ها در نواحی دارای تکتونیک فعال با استفاده از داده‌های مکانی غالباً تحت عنوان مورفوتکتونیک بحث می‌شود. در واقع مورفوتکتونیک معنی مترادف با ژئومورفولوژی تکتونیک دارد و به مطالعه رابطه بین تکتونیک و ژئومورفولوژی می‌پردازد. مطالعات مورفوتکتونیک به ویژه به بررسی وقوع آنومالی در توزیع لندفرم‌ها، تحول رودها و فرم کانال‌ها، نیمرخ پادگانه‌ها، ناهمواری‌های محلی یا لندفرم‌های خاص نظیر شکستگی‌های شیب می‌پردازد (Goudie, 2013: 699).

مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEM) و داده‌های سنجش‌ازدور برای تحلیل‌های تکتونیکی ابزار مفیدی هستند. DEM و مشتقات آن شامل شیب، جهت و انحنا توپوگرافی، همین‌طور نقشه‌های زمین‌شناسی و الگوی زهکشی اغلب به‌عنوان ورودی‌های موردنیاز برای این تحلیل‌ها به کار گرفته می‌شوند. استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور برای بررسی تکتونیک و اثر آن در سیمای توپوگرافی مناطق مختلفی از جهان مورد استفاده قرار گرفته و توانایی آن‌ها اثبات شده است از آن جمله می‌توان به تحقیقات زیر اشاره کرد:

دلکایلو^۲ (۲۰۰۱)، برای مطالعه تأثیر تکتونیک روی تاق‌دییسی در کوه‌های مرکزی تایوان از DEM استفاده کرد و الگوهای زهکشی و توپوگرافی استخراج شده از آن تأثیر بالآمدگی ناشی از تکتونیک در جبهه تاق‌دیس را نشان می‌داد، اسکات^۳ و پینتر^۴ (۲۰۰۳)، از مدل رقومی ارتفاعی برای مطالعه تراس‌های ساحلی و تغییر زوایای ساحلی در اثر تکتونیک فعال استفاده کردند.

مولین^۵ و همکاران (۲۰۰۴)، با استفاده از DEM و پایش‌های میدانی به بررسی مدل ژئودینامیکی برای توصیف تغییر شکل‌های لبه فلات در جنوب ایتالیا پرداختند. معیارهای توپوگرافی شامل الگوهای زهکشی و پروفیل طولی رودخانه، تغییر شکل‌های محلی را نشان می‌داد که نتیجه بالآمدگی لبه فلات در اثر فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری بود.

گاناس^۶ و همکاران (۲۰۰۵) از DEM جهت شناسایی گسل‌های فعال در حوضه‌ای از یونان استفاده کردند و شواهد تکتونیک فعال را در دره‌های V شکل، اشکال مثلثی و ورگه‌های کج شده نشان دادند. روسکیزای^۷ و همکاران (۲۰۰۹) از پارامترهای مرفومتری مبتنی بر DEM از جمله ارتفاع، شیب و زبری سطح برای بررسی منطقه‌ای با نرخ متوسط تغییر شکل‌های ناشی از تکتونیک استفاده کردند. نتایج، هماهنگی خوبی بین انحراف مشاهده شده در شبکه زهکشی و نیمرخ طولی دره‌ها و نتایج آنالیز مربوط به تکتونیک فعال ساختارهای زیرسطحی نشان می‌داد.

شهزاد^۸ و گلوگوئن^۹ (۲۰۱۱) برنامه‌ای در نرم‌افزار matlab با نام Tec DEM طراحی کردند که با

2-Delcaillau
3-Scott
4-Pinter
5-Molin
6-Ganas
7-Ruszkiczay
8-Shahzad
9-Gloaguen

است و به دلیل تکتونیک فعال در بالادست حوضه زاینده‌رود به‌عنوان یکی از بزرگ‌ترین حوضه‌های ایران مرکزی می‌تواند تأثیر مهمی در چشم‌اندازهای فرسایشی و مورفولوژیکی زیرحوضه‌های پایین‌دست خود به دلیل تغییرات در سطح پایه‌های محلی داشته باشد.

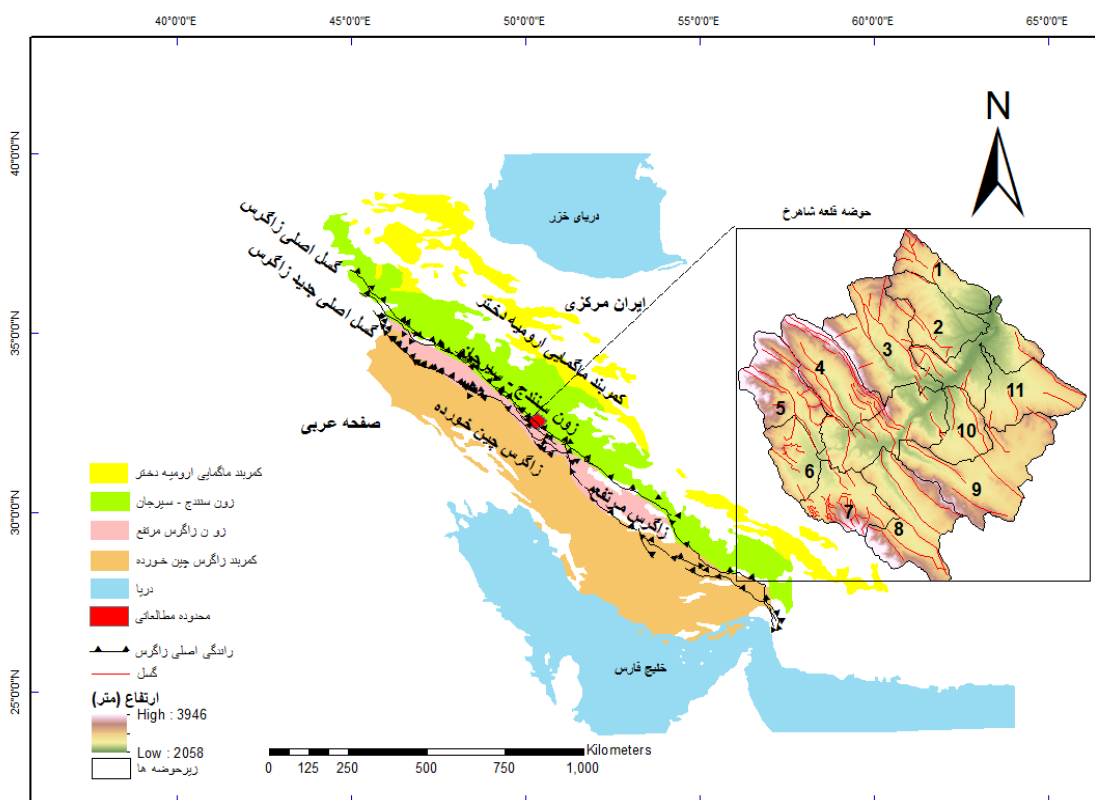
منطقه مورد مطالعه

حوضه مورد مطالعه، قلعه شاهرخ-چلگرد در بخش شمال شرق استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد. موقعیت این حوضه از جهت قرارگیری در کمربند فرورانش صفحه عربی به زیر خرده صفحه ایران مرکزی از یک‌سو و قرارگیری در بالادست و سرچشمه رودخانه زاینده‌رود به‌عنوان یکی از بزرگ‌ترین حوضه‌های ایران مرکزی قابل توجه است. 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. حوزه دارای شکستگی‌های متعدد در امتداد شمال غربی-جنوب شرقی است و شبکه هیدروگرافی متأثر از روند شکستگی‌ها در منطقه است. یازده زیرحوضه در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که در شکل ۱ مشخص شده است.

استفاده از ورودی DEM به تحلیل اثرات تکتونیک بر حوضه و مورفومتری آن می‌پردازد. فلورس پریتو و همکاران (۲۰۱۵) برای بررسی شواهد تکتونیک فعال در شمال تانزانیا از مدل Tec DEM و برای بهبود تعیین محل دقیق گسل‌ها از داده‌های SAR استفاده کردند. در ایران، گورابی و کیارستمی (۱۳۹۴) برای ارزیابی زمین‌ساخت حوضه رودک در شمال تهران از مدل Tec DEM استفاده کرده و مطالعات میدانی و ایستگاه ژئودینامیک موجود در محل نتایج مدل را تأیید کردند.

کریمی و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از DEM و استخراج شاخص‌هایی مثل تقارن حوضه و هیپسومتری نشان دادند، در بخشی از حوضه علامرود فارس علاوه بر تکتونیک، تغییرات سنگ‌شناسی باعث ناهنجاری در سطح حوضه بوده است.

هدف کلی این پژوهش بررسی مورفوتکتونیک، تکامل زهکشی و آنومالی‌های مورفوتکتونیک به‌وسیله تحلیل نیمرخ آبراهه، شبکه زهکشی، توپوگرافی، لیتولوژی و ژئومورفولوژی با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی در منطقه پیچیده کمربند کوهزایی زاگرس است که در چشم‌انداز جهانی محل برخورد خرده‌قاره ایران مرکزی و صفحه عربی و محل فرورانش صفحه عربی به زیر خرده‌قاره ایران محسوب می‌شود و در چشم‌انداز منطقه‌ای و حوضه‌ای شامل دو زون ساختاری مختلف زاگرس مرتفع و سنندج-سیرجان با ویژگی‌های کاملاً متفاوت زمین‌شناسی و مورفولوژیکی



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

مواد و روش‌ها

- تحلیل مورفوتکتونیک با نرم‌افزار Tec DEM
 - تحلیل نیمرخ جریانی
 Tec DEM یک «جعبه‌ابزار»^۱ اجرایی در نرم‌افزار MATLAB است و برای بررسی مورفوتکتونیک در حوضه از مدل رقومی ارتفاع (DEM) به‌عنوان ورودی استفاده می‌کند. شبکه زهکشی و عناصر سطحی حوضه معمولاً آشکارا به تغییرات تکتونیکی پاسخ می‌دهند و از این رو یک عنصر بالقوه در بررسی‌های تکتونوژئومورفولوژیکال^۲ محسوب می‌شوند. مدل‌های رقومی ارتفاع به‌عنوان یک جایگزین مناسب برای نقشه‌های سنتی توپوگرافیک، ابزاری کارآمد برای کمی‌سازی تأثیرات فرایندهای تکتونیکی بر تغییرات

مدل ارتفاعی رقومی (DEM) مورد استفاده در این پژوهش، داده‌های (The National Elevation Dataset) NED با دقت تقریبی ۱۲/۵ متر (Gesch et al, 2002:99) است که جهت ورود به مدل TecDEM برای بررسی مورفوتکتونیک حوضه استفاده شد. برای نقشه‌های زمین‌شناسی برگه‌های یک‌صد هزار چادگان و فریدون‌شهر و برگه ۲۵۰ هزارم شهرکرد استفاده شد. به دلیل صعب‌العبور بودن مناطق کوهستانی زاگرس مرتفع و گستردگی منطقه، مبنای کار براساس کنترل‌های لازم از طریق تصاویر گوگل ارث با تأکید بر داده‌های سنجش‌از دور صورت گرفت.

1-Toolbox

2-Tectono-geomorphological analysis

و در بازه‌های ترسیم‌شده توسط کاربر دو شاخص «تقعر»^۹ (θ) و «شیب»^{۱۰} (K_S) مشخص می‌شوند. شاخص تقعر و شیب به مورفولوژی حوضه، سختی سنگ‌بستر و ویژگی‌های هندسی هیدرولیک حوضه وابسته هستند و به‌ویژه برای ارزیابی پاسخ سیستم رودخانه به فرایندهای تغییردهنده مورد استفاده قرار می‌گیرند، همچنین به توضیح ارتباط بین نیمرخ طولی آبراهه و شیب کانال و تأثیر بر سطح حوضه کمک می‌کنند (Schoenbohm et al, 2004: 901). ارتباط بین دوشاخص و شیب کانال توسط رابطه زیر مشخص می‌شود (Snyder et al, 2000: 1252)

$$S = K_S A^{-\theta} \quad (1)$$

که در آن S شیب کانال و A مساحت بالادست حوضه زهکشی است. دو شاخص تقعر و شیب برای بخش‌هایی از نیمرخ طولی آبراهه که توسط خط‌های روند تعریف‌شده توسط کاربر مشخص می‌شوند، محاسبه می‌شود. با توجه به همبستگی بالای K_S با θ این نرم‌افزار با مبدأ قراردادن $\theta = 0.45$ از شاخص شیب نرمال شده K_{sn} استفاده می‌کند. در بخشی از این تحلیل، تعیین نقاط رودشکن با توجه به شکل نیمرخ طولی آبراهه به‌طور نیمه‌خودکار انجام می‌شود که خروجی این نقاط با توجه به نظر کارشناسی و مشاهدات میدانی و تصاویر گوگل ارث قابل اصلاح و ارزیابی است.

- شاخص عدم تقارن^{۱۱} (AF)

شاخص عدم تقارن به‌صورت رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$AF = 100 \left(\frac{A_r}{A_t} \right) \quad (2)$$

در این رابطه A_r مساحت سمت راست حوضه با نگاه به‌سوی پایین‌دست و A_t مساحت کل حوضه است. اگر مقدار AF به ۱۰۰ نزدیک شود نشان‌دهنده

سطحی و تکامل چشم‌اندازهای زمین محسوب می‌شوند، Tec DEM قادر به تحلیل دینامیک سطحی و تحلیل برخی شاخص‌های مورفومتریک حوضه در پاسخ به تکتونیک است و از مدل‌های رقومی ارتفاع به‌عنوان مبنای ورودی برای تحلیل ساختارهای زهکشی و مورفومتریک حوضه‌ها استفاده می‌کند. از توانایی‌های این ابزار تولید نقشه‌های «هم‌پایه»^۱، «بریدگی‌ها»^۲، «زبری سطح»^۳ و «تراکم زهکشی»^۴ حوضه‌ها و زیرحوضه‌ها، تحلیل «هیپسومتری»^۵ و بررسی شیب و «بالاآمدگی»^۶ یا تقعر نیمرخ آبراهه‌ها در نقاط عطف یا «رودشکن‌ها»^۷ و «شاخص تقارن توپوگرافی عرضی»^۸ است که در تحلیل‌های ناهنجاری‌های سطحی شبکه زهکشی و دینامیک سطحی حوضه‌ها استفاده می‌شود

(Shahzad & Gloaguen, 2011a: 251)

در اولین گام DEM ورودی به شکل یک سطح پیوسته درمی‌آید سپس جهت جریان آبراهه‌ها با استفاده از الگوریتم D8 محاسبه می‌شود، در این الگوریتم الگوسازی جریان از پیکسل با شیب بالاتر به سمت پیکسل با شیب کمتر بازسازی می‌شود و سطوح اختصاص‌یافته و توزیع سطح برای زیرحوضه‌ها مشخص می‌شود و براساس رده‌بندی استرالر، رده‌بندی شبکه آبراهه‌ها انجام‌شده و سپس با در نظر گرفتن کد جریان برای هر پیکسل و اعمال یک آستانه حدی برای مرز زیرحوضه‌ها کد یکسانی برای پیکسل‌های حد آستانه در نظر گرفته و مرز زیرحوضه تعیین می‌شود (Shahzad & Gloaguen, 2011a: 253). گورابی و کیارستمی، ۱۳۹۴: ۴۶۸). سپس به کمک نیمرخ آبراهه‌ها نقاط رودشکن یا تغییر شیب مشخص می‌شوند

- 1-Isobase
- 2-Incision
- 3-Surface Roughness
- 4-Drainage Density
- 5-Hypsometry
- 6-Uplift
- 7-Knickpoint
- 8-Transverse topographic symmetry factor

- 9-Concavity
- 10-Steepness
- 11-Asymmetry factor

در این پژوهش از رده ۴ استرالر جهت مشخص شدن زیر حوضه‌ها استفاده شد و شاخص T در فاصله‌های ۲ کیلومتری برای هر حوضه محاسبه و ترسیم شد. همچنین نمودار رز برای مشخص شدن جهت غالب کج‌شدگی در زیرحوضه‌ها نیز ترسیم شد. لازم به ذکر است این شاخص یک کمیت برداری بوده (*Keller & Pinter, 1997:127; Cox, 1994: 574*) و به شکل اسکالر و نرده‌ای قابل جمع و میان‌گیری نیست، لذا با توجه به هدف این پژوهش این شاخص به‌طور موردی در بازه‌های ۲ کیلومتری، مورد بررسی قرار گرفت که تغییرات عددی آن در فواصل مشخص مبین آنومالی‌های تقارن عرضی در حوضه است و نتایج آن برای هر زیرحوضه در قالب نمودار گل‌سرخ و نقشه در شکل شماره ۷ آمده است و مقدار میانگین آن به شکل برداری محاسبه شد که در جدول شماره ۳ آمده است.

- شاخص Hack یا شاخص گرادیان طول رودخانه^۳ (SL)

«هک»^۴ در ۱۹۷۳ شاخص گرادیان طولی رودخانه را به‌واسطه مطالعه در تغییرات طول و شیب رودخانه با استفاده از نمودار نیمه لگاریتمی مطابق فرمول زیر ارائه داد (*Hack, 1973: 421*)

$$SL = K = L_n \left(\frac{\Delta H_i}{\Delta L_i} \right) \quad (3)$$

که در آن H ارتفاع، L_n طول کانال از نقطه مرکزی مقطع تا سرچشمه، ΔH_i اختلاف ارتفاع در مقطع i ، ΔL_i فاصله افقی در مقطع i است. محور عمودی خطی، ارتفاع را نشان می‌دهد درحالی محور لگاریتمی افقی نشان‌دهنده طول جریان است. شیب این نمودار یک خط مستقیم است و شاخص SL نامیده می‌شود. این شاخص به‌سادگی در هر پروفیل

«واژگونی»^۱ حوضه به سمت چپ (با حفظ سمت نگاه به‌سوی پایین‌دست) و اگر به صفر نزدیک شود نشان از واژگونی حوضه به سمت راست دارد. مقدار ۵۰ نشان می‌دهد که حوضه واژگونی نداشته است (*Keller & Pinter, 1997: 126; Viridi et al, 2006*).

- شاخص تقارن توپوگرافیک عرضی (T index)

کوکس^۲ (۱۹۹۴) پیشنهاد داد که مهاجرت کانال‌های جریانی توسط عامل توپوگرافی عرضی قابل مطالعه است. این راهبرد به ما در تشخیص سریع عامل کج‌شدگی در کمربندهای فعال تکتونیکی توسط تغییرات کمی در تقارن زهکشی در طول جریان آبراهه‌ای کمک می‌کند. این تغییر توسط اندازه‌گیری نرخ فاصله از خط تئوری میانه حوضه به خط واقعی جریان حوضه به‌دست می‌آید (*Cox, 1994: 577*) برای محاسبه خط میانه حوضه راه‌های متفاوتی وجود دارد که می‌توان به راهبرد منحنی-فاصله، مورفولوژی ریاضی و چندضلعی‌های تیسن اشاره کرد. در این مطالعه از روش منحنی-فاصله استفاده شد که در آن تمام پیکسل‌های حوضه یک‌به‌یک مشخص شده و فاصله اقلیدسی آن‌ها با تمام نقاط دیگر ماتریس محاسبه می‌شود. توزیع فضایی خمیدگی، موقعیت احتمالی خط میانه حوضه را نشان می‌دهد. شاخص T توسط خط عمود بر یک نقطه با فاصله موردنظر در مقیاس کیلومتر محاسبه می‌شود. اگر در هر نقطه D_r فاصله بین خط میانه حوضه و آبراهه و D_b فاصله بین خط وسط حوضه و مرز حوضه باشد، شاخص T از D_b/D_r قابل محاسبه است. این نسبت بین ۰ و ۱ متغیر است و به ترتیب کمترین تا بیشترین مقدار کج‌شدگی را نشان می‌دهد (*Shahzad & Gloaguen, 2011b: 264*).

کشیدگی نیز اگر بیشتر از ۳ باشد، نشانگر ناهم‌واری و اگر کمتر از ۳ باشد نشانگر هم‌واری حوضه است (Pe' rez-Pen' a, 2009: 1216)؛ از این رو این مقادیر آماری می‌توانند به منظور تفسیر وضعیت فرسایشی در حوضه‌ها مورد استفاده قرار گیرند.

چولگی هیپسومتریک نشان می‌دهد مقداری فرسایش «پس‌رونده» (فرسایش در مبدأ کانال جریانی که باعث حرکت جریان به سمت بالادست برخلاف جهت اصلی جریان شده و طول کانال را به سمت بالادست افزایش می‌دهد) در بالادست حوضه منطقه مورد مطالعه وجود دارد و بالابودن مقدار کشیدگی، نشانگر فرسایش زیاد در بالادست و پایین‌دست حوضه است، از آنجاکه انتگرال به مفهوم سطح زیرمنحنی است، انتگرال هیپسومتری به معنی مقدار مواد باقیمانده پس از فرسایش است، لذا حوضه‌هایی با تحدب بیشتر، انتگرال هیپسومتری بالاتری نشان می‌دهند و جوان‌تر هستند (Luo, 2000: 1678).

- نقشه هم‌پایه و نقاط تغییر شیب

نقشه هم‌پایه، گزاره و اصطلاحی برای تعریف خطوطی است که سطح فرسایشی یکسان دارند. مطابق تعریف «فیلوسوفو»^۵ (۱۹۶۰) سطح هم‌پایه یک سطح فرضی است که توسط اتصال نیم‌رخ آبراهه‌ای با رده مشابه به وجود آمده است.

بستر آبراهه، سطح اساس فرسایشی را مشخص می‌کند. ارتفاع خطوط هم‌پایه همیشه یا منطبق بر سطح یا کمتر از آن است که از طریق تقاطع کانال آبراهه با خطوط توپوگرافی (از یک نقشه دقیق توپوگرافی) به دست می‌آید و در نهایت منجر به ایجاد نقشه‌ای می‌شود که سطوح فرسایشی برای قطعاتی از آبراهه با رده مشابه را نشان می‌دهد، نقشه‌های هم‌پایه از طریق درون‌یابی رده‌های استرالر ۲ و ۳ حاصل می‌شوند (Golts & Rosenthal, 1993: 307).

طولی که توسط کاربر تعریف می‌شود قابل محاسبه است. فاصله و اختلاف ارتفاع بین دو قطعه متوالی و فاصله بین مرکز این قطعات برای محاسبه مورد استفاده قرار می‌گیرد (Shahzad & Gloaguen, 2011b: 255) شاخص SL شاخص SL بی‌رات شیب رودخانه حساس است. همچنین، سنگ‌بستر سخت و فعالیت تکتونیک باعث افزایش این شاخص می‌شوند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۱۸). در این پژوهش جریان اصلی زیرحوضه‌ها توسط نرم‌افزار در فاصله‌های ۲۰ متری برای محاسبه این شاخص مورد استفاده قرار گرفت.

- هیپسومتری^۱ حوضه

هیپسومتری حوضه‌ها موضوع مناسبی برای مشخص کردن مراحل فرگشت و تکامل حوضه‌ها است. انتگرال هیپسومتری یا (HI) و منحنی هیپسومتری می‌توانند در مدل‌های مفهومی کلاسیک از چشم‌اندازها و فرگشت حوضه‌ها به این شکل مورد استفاده قرار گیرند که برای $HI < 0.6$ حوضه در مرحله جوانی، برای $0.6 < HI < 0.35$ حوضه در مرحله تعادل و بلوغ، برای $HI > 0.35$ حوضه در مرحله تکامل است (Flores-Prieto et al, 2015: 11). منحنی‌های محدب معمولاً نمایانگر مراحل جوانی یا ابتدای بلوغ هستند در حالی که منحنی‌های S شکل و منحنی‌های مقعر معمولی نشانگر مراحل پایانی بلوغ، متکامل و قدیمی حوضه است (Ohmori, 1993: 264).

منحنی‌های هیپسومتری و مقادیر آماری وابسته به آن مثل تحدب (چولگی)^۲ و کشیدگی (برجستگی)^۳ برای حوضه‌های تعریف‌شده، محاسبه شد. چولگی نشانگر عدم تقارن توزیع نرمال نسبت به میانگین است، مقدار صفر آن نشانگر توزیع متقارن متغیر است. مقدار

1-Hypsometry
2-Skewness
3-Kurtosis

4-Headward erosion
5-Filosofov

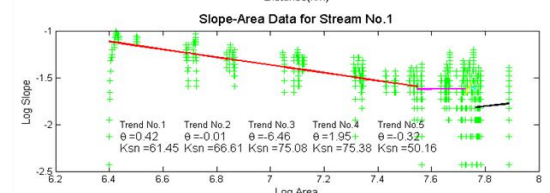
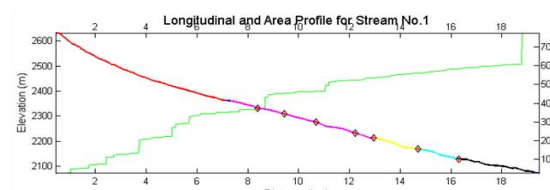
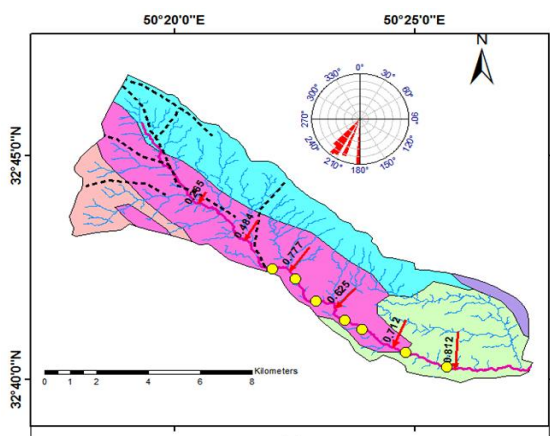
زمین‌شناسی، تکتونیک و اقلیمی اتفاق می‌افتد که در این پژوهش تأکید بر مطالعه آثار تغییرات تکتونیک است.

نتایج و بحث

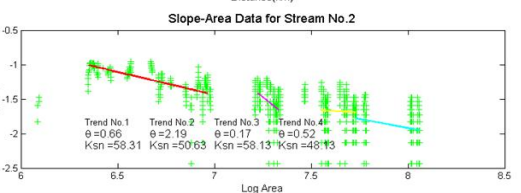
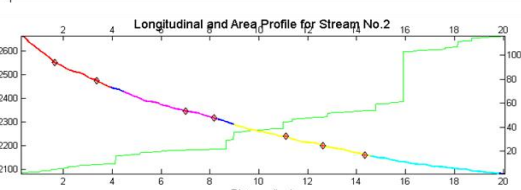
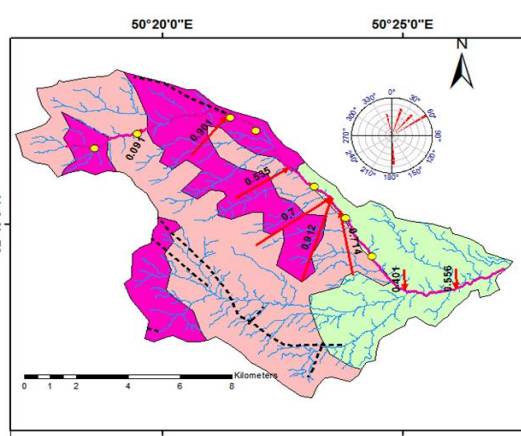
- خروجی‌های نرم‌افزار TEC DEM

نتایج زیرحوضه‌بندی با رده چهار استرال در شکل ۱ آمده است و با این روش یازده زیرحوضه در منطقه مشخص شده‌اند. زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۳، بخش شرقی زیرحوضه ۹ و زیرحوضه‌های ۱۰ و ۱۱ در محدوده زون تکتونیک سنندج سیرجان و زیرحوضه‌های ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ و بخش غربی زیرحوضه ۹ در زون زاگرس مرتفع قرار گرفته‌اند. نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی هر زیرحوضه و شاخص‌های تقعر و شیب در بازه‌های مشخص شده، نقاط رودشکن و بررسی ناحیه لیتولوژیکی هر زیر حوضه، بردار شاخص T و نمودار آن در شکل شماره ۲ برای هر زیرحوضه آمده است. نمودار هیپسومتری، انتگرال هیپسومتری و مقادیر چولگی و کشیدگی یازده زیرحوضه در شکل ۳ آمده است. نتایج محاسبه شاخص گرادیان طولی به شکل درون‌یابی بر روی نقشه در شکل شماره ۴ (الف) نشان داده شده است و نقاط رودشکن، محل تغییر لیتولوژی در کانال آبراهه، محل برخورد گسل با کانال و قطعات با شاخص شیب کلاس‌بندی شده نیز در این نقشه نشان داده شده‌اند. این نقشه برای بررسی آنومالی‌های شاخص گرادیان طولی در بازه‌های موردنظر و مقایسه تغییرات آن با شاخص شیب به شکل بصری است. در شکل ۴ (ب) نقشه هم‌پایه حوضه و تغییرات آن با نقاط رودشکن و پراکندگی گسل‌ها مقایسه شده است و در قسمت بعدی به تحلیل آن پرداخته می‌شود.

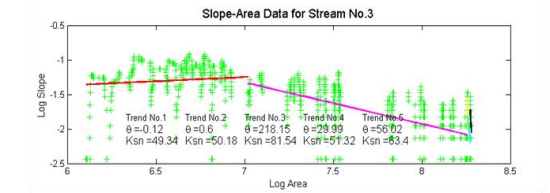
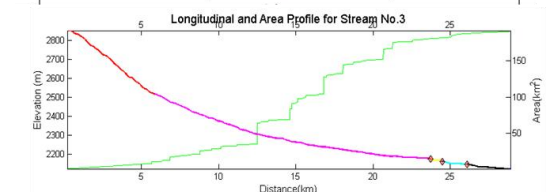
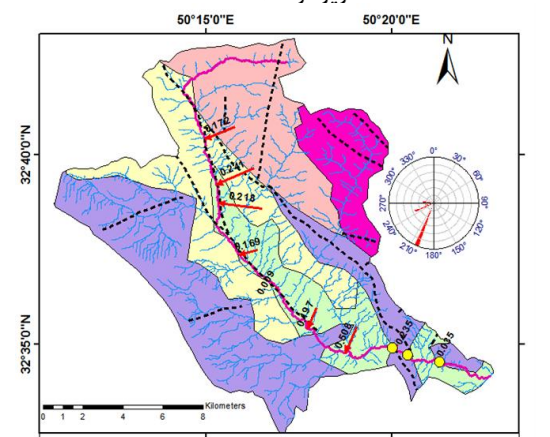
تغییرات در رده‌بندی آبراهه‌ها به روش استرال ارتباط قوی با توپوگرافی دارد. آبراهه‌هایی با یک رده استرال وابسته به حوادث زمین‌شناسی مشابه یکدیگر هستند و از این رو سن مشابهی دارند. توزیع فضایی ارتفاع آبراهه‌ها، طول کلی و شیب آبراهه نماینده مفیدی برای مشخص کردن واحدهای ژئولوژیکی زیربنایی هستند و از این رو دینامیک رده‌های آبراهه و تغییرات توپوگرافی می‌تواند توسط نقشه‌های هم‌پایه مورد بررسی قرار گیرد. از نظر زمین‌شناسی سطوح هم‌پایه مرتبط با مراحل فرسایشی مشابه هستند و می‌توانند برای آشکارسازی حوادث تکتونیک-فرسایشی و به‌ویژه جنبش‌های جوان پوسته‌ای مورد بررسی قرار گیرند. از این رو تحلیل نقشه‌های هم‌پایه ممکن است برای آشکارسازی فرایندهای تکتونیک جوان زمین ابزار مناسبی باشند (Grohmann et al, 2007: 16)؛ همچنین این سطوح هم‌پایه ممکن است مربوط به دوره‌های فرسایشی به‌ویژه دوره‌های اخیر فرسایشی باشند و در مطالعات مربوط به دوره‌های فرسایشی نیز کاربرد دارند. تغییرات ناگهانی در جهت خطوط کنتور این نقشه‌ها ممکن است نشان‌دهنده فعالیت احتمالی گسل‌ها و یا تضادهای لیتولوژیکی در آن ناحیه باشد (Garrote et al, 2008: 139). در این پژوهش نقشه هم‌پایه منطقه تهیه شد و همراه با خطوط گسلی، نقشه‌های زمین‌شناسی و نقاط رودشکن آبراهه برای بررسی ناهنجاری‌های شبکه زهکشی مورد استفاده قرار گرفت. نقاط رودشکن در نیمرخ آبراهه می‌توانند مرتبط با ویژگی‌های ژئومورفیک مانند، پرتگاه یا «پله گسلی»^۱ در آن نقطه باشند، زیرا تغییرات سریع و ناگهانی سطح اساس منجر به ایجاد و توسعه نقاط رودشکن یا عطف در نیمرخ آبراهه‌ها می‌شود، همچنین بریدگی‌های کانال و تکامل آن در طیف وسیعی از تغییرات



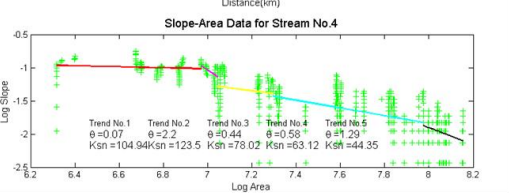
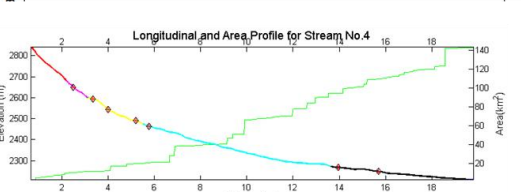
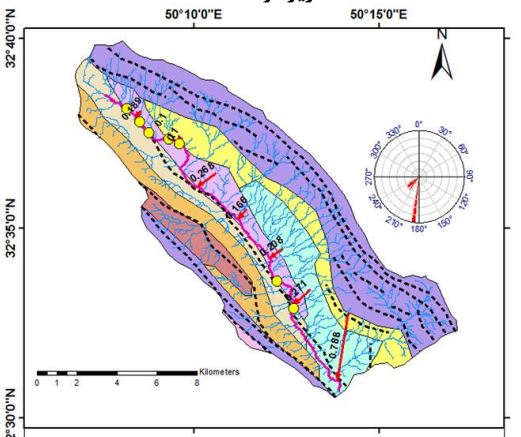
زیر حوضه ۱



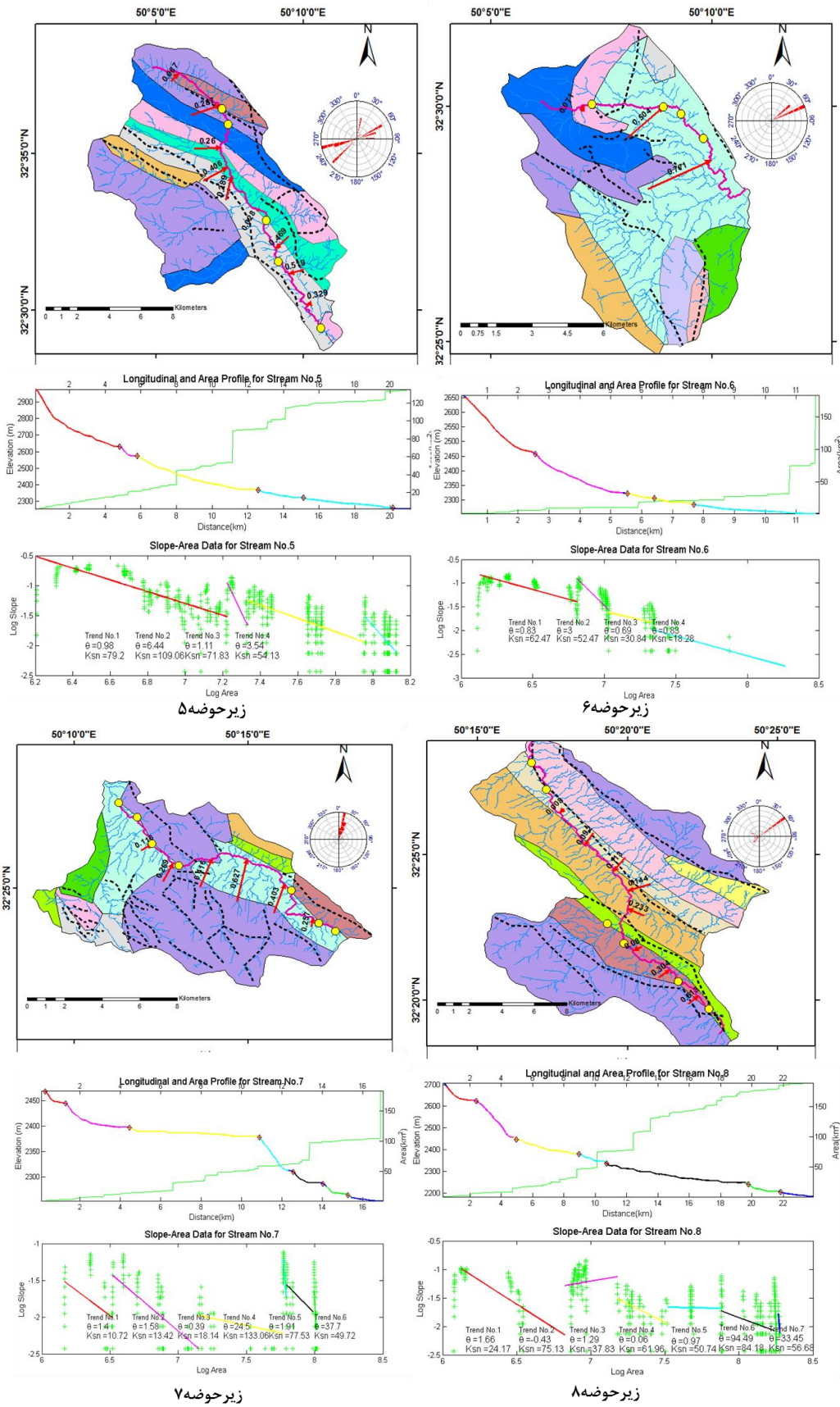
زیر حوضه ۲

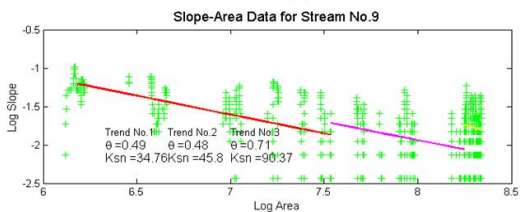
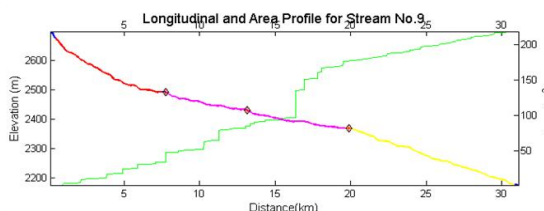
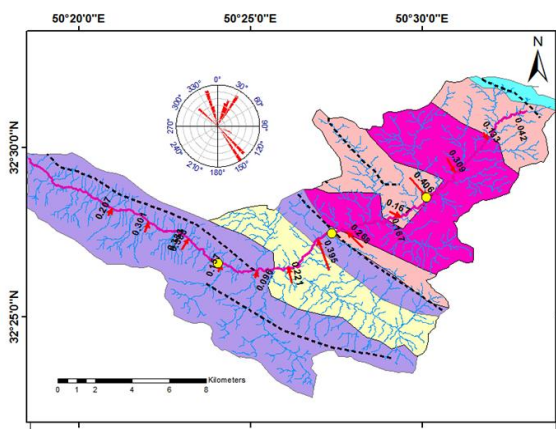


زیر حوضه ۳

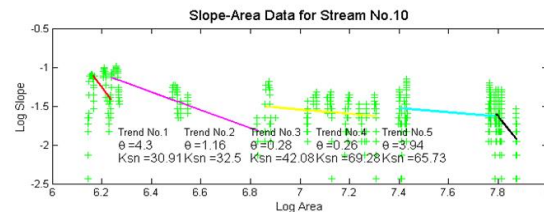
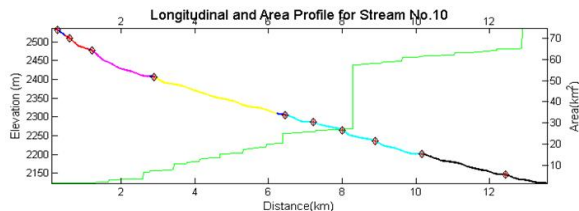
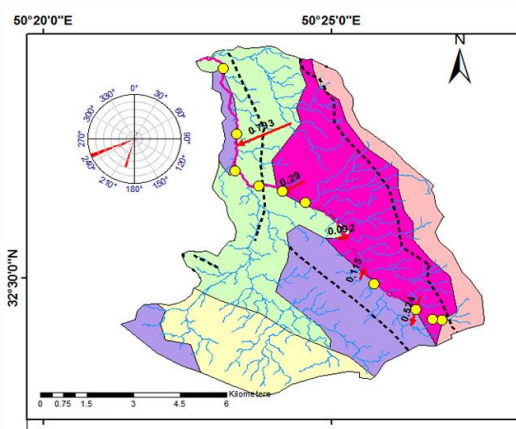


زیر حوضه ۴

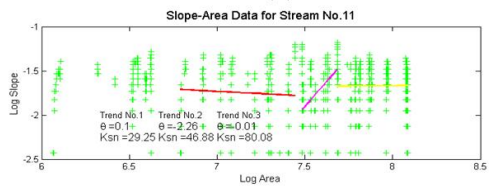
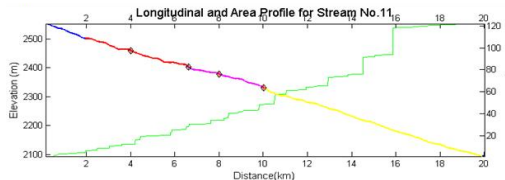
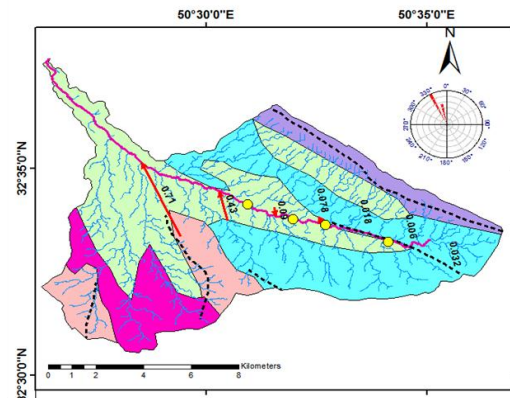




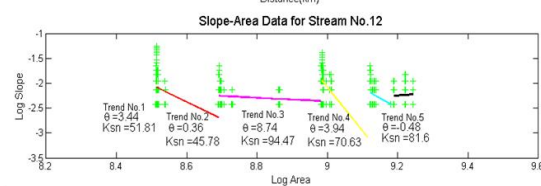
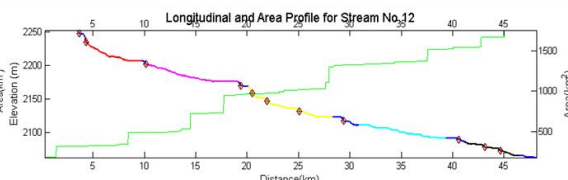
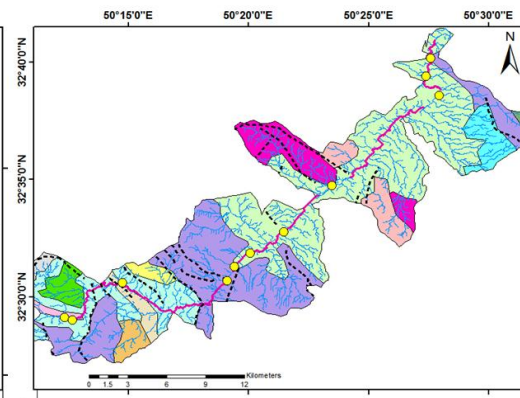
زیرحوضه ۹



زیرحوضه ۱۰



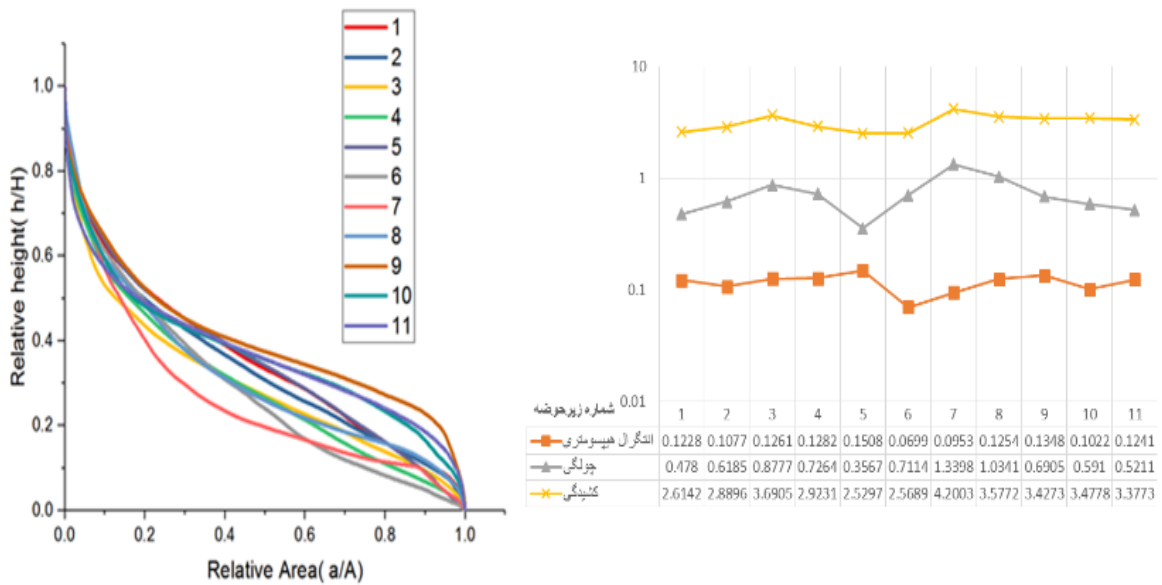
زیرحوضه ۱۱



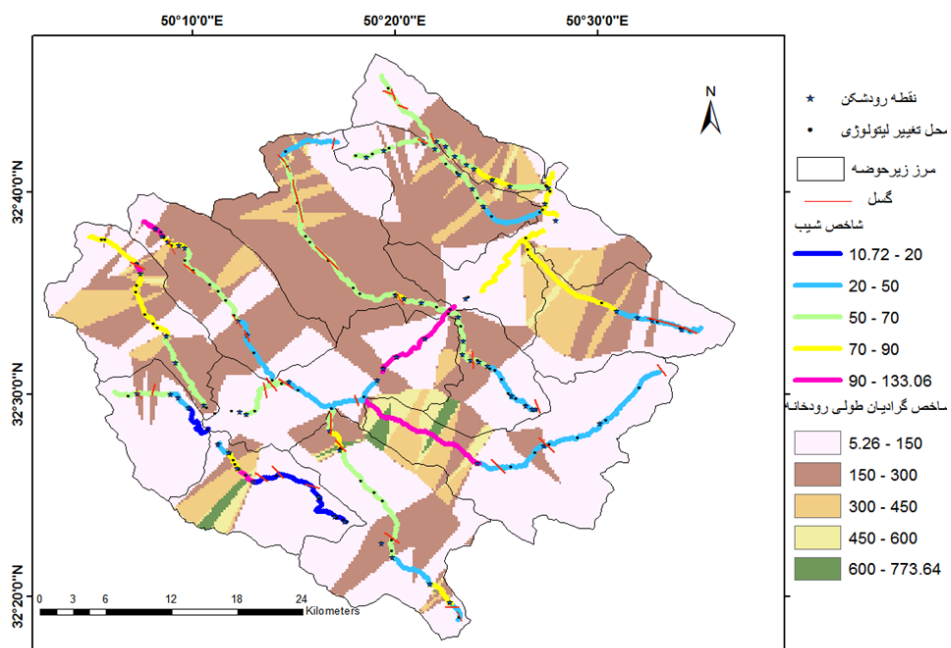
ابراهه اصلی حوضه



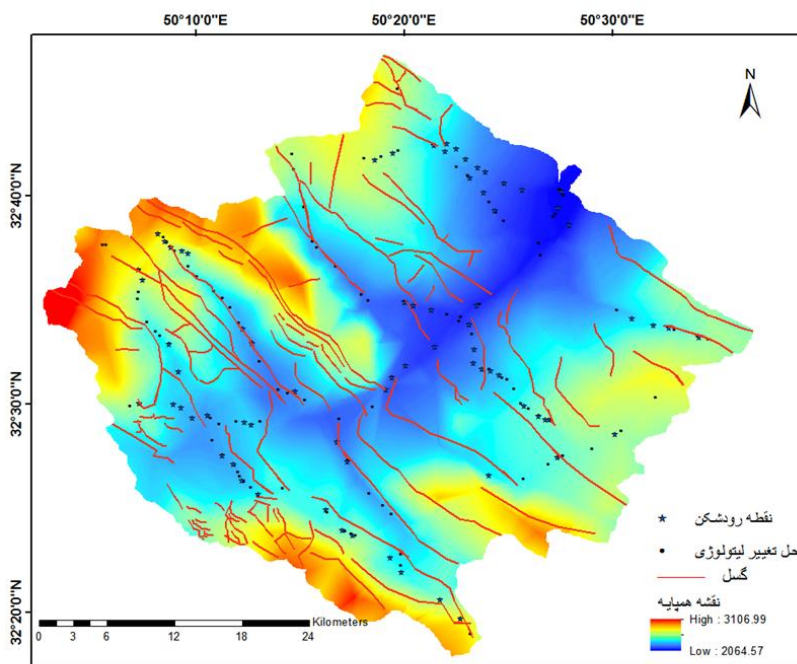
شکل ۲: وضعیت لیتولوژیکی حوضه‌ها، آبراهه‌ها، نقاط رودشکن، بردار شاخص T و نمودار آن، نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی هر زیرحوضه و شاخص‌های تقعر و شیب در بازه‌های مشخص شده مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶



شکل ۳: نمودار هیپسومتری، انتگرال هیپسومتری و مقادیر چولگی و کشیدگی یازده زیرحوضه مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶



الف



ب

شکل ۴: (الف) شاخص گرادیان طولی به شکل درون‌یابی، نقاط رودشکن، محل تغییر لیتولوژی در کانال آبراهه، محل برخورد گسل با کانال و تغییرات شاخص شیب در کانال آبراهه‌های اصلی زیرحوضه‌ها، (ب) نقشه هم‌پایه

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

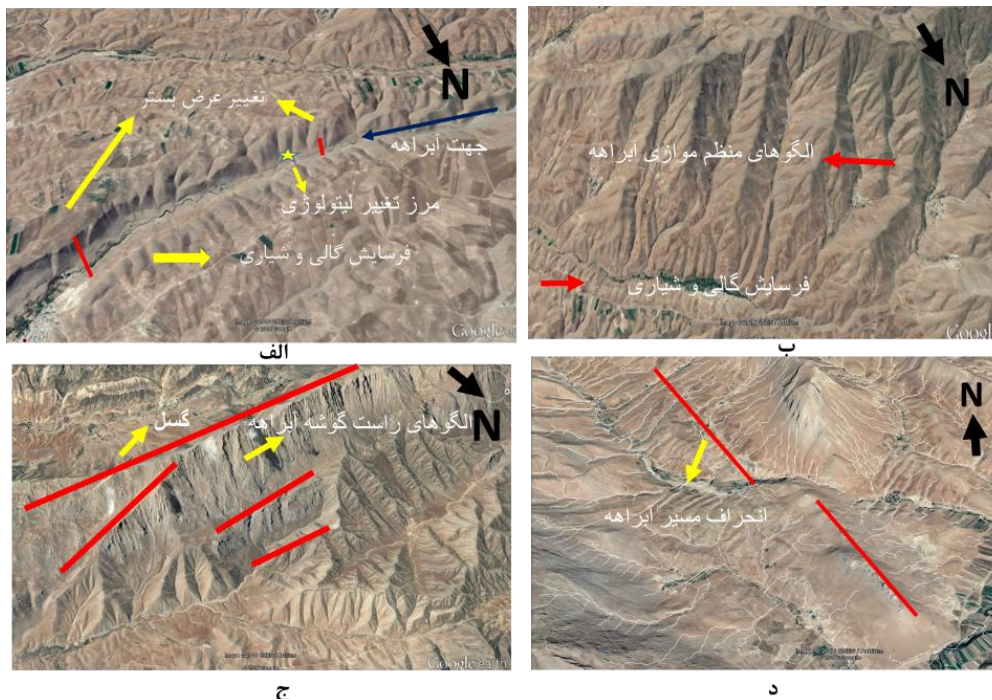
تحلیل مورفوتکتونیک گسل‌ها، آبراهه‌ها و زیرحوضه‌ها و تأثیر آن بر ناهنجاری‌های سطحی - تحلیل نیمرخ جریانی

با توجه به شکل شماره ۲ و ۴ (الف) و نمودارهای مربوط به شاخص‌های شیب و تقعر، آبراهه‌های اصلی زیرحوضه‌های ۱، ۲، ۳، نیمرخ نسبتاً منظمی دارند که نقاط رودشکن به‌طور محلی و محدود، این نظم را بهم‌زده ولی بر مورفولوژی کلی نیمرخ آبراهه اثر چشمگیری نداشته است. سه زیرحوضه اولی تماماً در زون سندج سیرجان واقع شده‌اند. در حوضه ۱، گسل‌ها بخش بالایی آبراهه را تحت تأثیر قرار داده و باعث انحراف چشمگیر در مسیر آن شده‌اند. بیشینه شاخص T ، برداری با اندازه $0/81$ با جهت $183/52$ درجه به سمت جنوب غربی را نشان می‌دهد که ناشی از عملکرد گسل و قطع آبراهه توسط گسل است. مقدار دو شاخص تقعر و شیب در بازه‌های مورد مطالعه، مقادیر متوسط تا زیاد در بازه‌ها را نشان می‌دهد (میانگین شاخص تقعر برای کل حوضه ۱۰ و برای شاخص شیب ۶۰ و برای شاخص SL ۲۰۰ است). دو قطعه ۳ و ۴ کانال در مرز لیتولوژیکی بین بخش آبرفتی کواترنر و بخشی که از تناوب سازندهای سخت و نرم ماسه‌سنگ و شیل قرمز با میان لایه‌های آهک‌رسی دوره کرتاسه تشکیل شده، قرار گرفته‌اند و شاخص شیب بالای ۷۰ را نشان می‌دهند، شاخص SL نیز مقادیر بالایی در این دو بازه نشان می‌دهد، ولی شاخص تقعر تغییرات زیادی را نشان نمی‌دهد. تغییر عرض بستر با ورود آبراهه به بخش آبرفتی کاملاً مشخص است (شکل ۵ الف)؛ از این رو به نظر می‌رسد آنومالی‌های حوضه ۱ در بالادست مربوط به عملکرد گسل و در پایین مربوط به تغییرات لیتولوژیکی باشد. در زیر حوضه شماره ۲ آنومالی‌های شدیدی در شاخص‌های شیب، تقعر و SL مشاهده نمی‌شود و دو شاخص شیب و SL مقادیر حول میانگینی دارند، تنها

رودشکن‌های محلی در مرز تغییر لیتولوژی از آهک ریفی اسفنجی به بخش شیل قرمز با میان لایه آهک‌رسی که هر دو متعلق به دوره کرتاسه هستند و نیز بخش آبرفتی مربوط به دوره کواترنر مشاهده می‌شود. با این وجود گذر یک گسل در بالادست آبراهه باعث انحراف مشخص کانال شده، الگوی آبراهه‌ای در هر دو زیرحوضه ۱ و ۲ موازی است و در طرفین کانال اصلی به‌ویژه در بخش آبرفتی فرسایش شدید آبکندی دیده می‌شود (شکل ۵ ب). آبراهه حوضه شماره ۳ گرچه نیمرخ منظمی دارد ولی کاوی محسوسی نسبت به دو زیر حوضه قبلی دارد، به طوری که شاخص تقعر در قطعه ۳ آن نسبت به سایر قطعات در حوضه‌های دیگر بیشینه بوده و مقدار آن $218/15$ است. همین‌طور مقدار آن برای قطعات ۴ و ۵ آبراهه نیز بالاتر از مقدار میانگین کل حوضه (۱۰) بوده و به ترتیب $29/99$ و $56/02$ است. مقدار شاخص شیب نیز در این قطعه بالاتر از میانگین کل حوضه (۶۰) و مقدار $81/54$ است. آبراهه در ساختار یک دره گسلی واقع شده و در طرفین آن نیز دو گسل سراسری دیگر واقع شده به طوری که در شمال غرب و غرب این زیرحوضه و در آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه مربوط به جدایی صفحه ایران در دوران مزوزوئیک، ساختار شکستگی‌های متعدد باعث ایجاد مورفولوژی مشخص پله‌ای^۱ (Huang, 2012: 66) با الگوهای آبراهه‌ای راست‌گوشه شده‌اند که با کاهش شیب از سمت ارتفاعات به سمت بستر این الگو به شکل موازی درآمدن است (شکل ۵ ج) از طرفی بخش اعظم قطعه ۳ این آبراهه در ساختار آبرفتی واقع شده است. این نوع ساختار سست لیتولوژیکی به همراه انطباق ساختمانی با گسل باعث انطباق مضاعف در ساختار مورفولوژیکی این حوضه در کانال اصلی آبراهه شده و نیمرخ تعادلی کاوی را به وجود آورده است و در پایین‌دست،

مشخص با بیشینه ۰/۵ و درجهت ۲۰۴/۵ را نشان می‌دهد که به دلیل قطع مسیر آبراهه از مسیر شمال غرب-جنوب شرقی به سمت شرق توسط گسل است (شکل ۵ د).

رودشکن‌های محلی کوچکی در مرز لیتولوژیکی بین ساختارهایی با آهک اوربیتولین‌دار و رسوبات تبخیری دوره کرتاسه و رسوبات آبرفتی کواترنر شکل گرفته است. شاخص T در پایین دست آبراهه انحراف



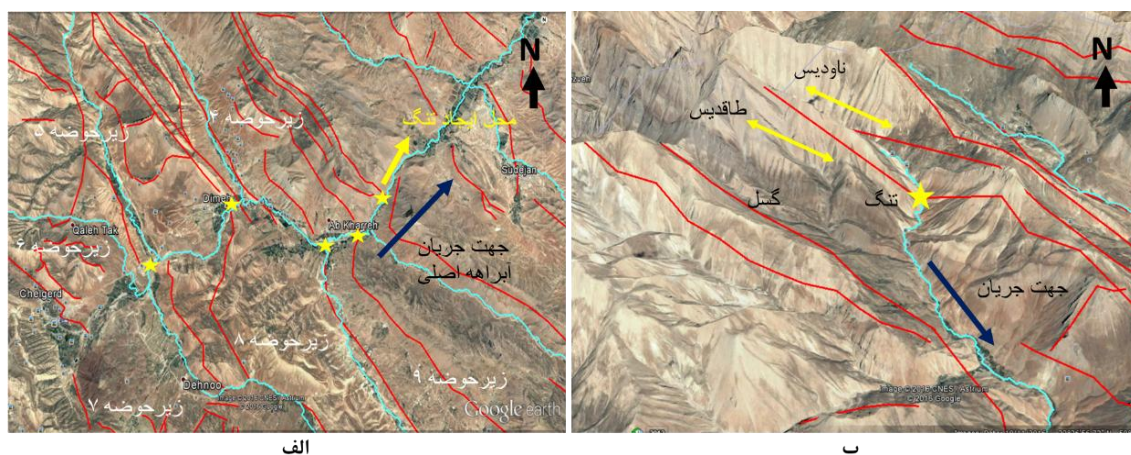
شکل ۵: الف. تغییر عرض بستر در حوضه ۱ پس از نقطه تغییر لیتولوژی و فرسایش آبکندی اطراف بستر، ب. الگوهای منظم موازی و فرسایش شیاری حاشیه بستر رود در حوضه ۲، ج. ساختار پله‌ای و الگوهای راست گوشه آبراهه در حوضه ۳، د. انحراف مسیر آبراهه در اثر عملکرد گسل در حوضه ۳
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

است (شکل ۶ الف). نیمرخ آبراهه ساختار تقریباً منظمی دارد ولی رود شکن‌هایی در بالادست و پایین دست وجود دارند که یا در محل برخورد لیتولوژیک یا محل عبور گسل هستند. مرزهای لیتولوژی این حوضه در شرق حوضه مربوط به راندگی گسل معکوس و قدیمی زاگرس است که آهک‌های اوربیتولین‌دار دوره کرتاسه بر روی رسوبات جدید دوره ترشیاری شامل کنگلومراهای سازند بختیاری رانده شده‌اند و در غرب حوضه، لایه‌های چین خوردگی کنار یکدیگر واقع شده‌اند. آبراهه در مرز لیتولوژیکی مارن‌های خاکستری و آهک‌های مارنی سازند آسماری

حوضه ۴ ساختار چین خورده‌ای را نشان می‌دهد که در عین چین خوردگی، گسل سراسری و قدیم زاگرس که محل جدایی صفحه ایران در دوران مزوزوئیک است از مرز آن با زیرحوضه ۳ عبور کرده است و آبراهه در ناودیس و در امتداد گسل از میانه حوضه در جریان است. شاخص T تنها در انتهای آبراهه آنومالی شدیدی با اندازه ۰/۷۸ و زاویه ۱۸۹/۵۲ به سمت جنوب غرب از مسیر مستقیم خود نشان می‌دهد که وضعیتی شبیه حوضه ۳ دارد و گسل سراسری زاگرس باعث انحراف آبراهه به سمت شرق، قطع پهلوی چین و ایجاد یک تنگ در این مسیر شده

از روند شمال غرب جنوب شرق چین خوردگی زاگرس، در اثر ساختار پله‌ای گسل جدید زاگرس به زیر تاقدیس مجاور رانده شده است. قطعه ۱ در بالادست آبراهه، در محور ناودیس کج شده‌ای، جریان یافته ولی دو گسل، پهلوی تاقدیس مجاور را بریده و تنگ مشخصی ایجاد کرده و آبراهه از این مسیر منحرف شده و در بستر فعلی خود جریان پیدا کرده است. محل ایجاد تنگ قسمتی است که در نیمرخ آبراهه با اولین نشانگر رودشکن مشخص شده و در شاخس‌های شیب، تقعر و SL آنومالی نشان می‌دهد و تقعر مشخصی در نیمرخ آبراهه در این بازه ایجاد کرده است (شکل ۶ ب). بستر آبراهه در دره تنگی که از سازندهای آهکی به‌ویژه سنگ‌های سخت دولومیت با پی‌سنگ کنگلومرا و دولومی‌های سفیدرنگ تشکیل شده عبور می‌کند و این ساختار سخت، مانع توسعه بستر آبراهه شده است. تنها در پایین‌دست رود با توسعه آبرفت‌های کواترنر بستر رود گسترده شده است. تنوع لیتولوژیکی این زیرحوضه به‌خاطر ساختار چین‌خورده و خردشده آن بالا است و تنوع لیتولوژیکی شامل شیل و مارن و آهک اوربیتولین‌دار کرتاسه تا شیل سیاه نفت‌دار دوره ژوراسیک و دولومی‌های نازک تریاس و آهک فوزولین‌دار پرمین مربوط به دوران پالئوزیک در آن دیده می‌شود. بیشتر مسیر آبراهه بعد از عبور از تنگ در رسوبات فوزولین‌دار پرمین جریان دارد. حوضه ۶ سرچشمه زاینده‌رود بوده و علاوه بر گذر گسل رانده کوه‌رنگ از آن، محل خروجی تونل کوه‌رنگ که کار هدایت کارون به سرچشمه زاینده‌رود را انجام می‌دهد، در بالادست این حوضه قرار گرفته است.

که هر دو مربوط به دوره ترشیری هستند و در محور ناودیس هم‌راستا با گسلی که از این محور می‌گذرد، واقع شده است. آنومالی‌های شاخص SL نیز مربوط به تغییر مرزهای لیتولوژیکی و یا قطع آبراهه توسط گسل است. مقادیر شاخص تقعر در تمام قطعات مشخص شده آبراهه، کمتر از میانگین است ولی در قطعات ۱، ۲ و ۳ آبراهه شاخص شیب مقادیر بالایی نشان می‌دهد که به ترتیب ۱۰۴/۹۴، ۱۲۳/۵ و ۷۸/۰۲ است و قطعه ۲ مقداری نزدیک به بیشینه در بین سایر قطعات حوضه‌ها دارد. آبراهه از لحاظ ساختمانی انطباق مضاعف دارد؛ زیرا هم در محور ناودیس قرار گرفته هم محل عبور یک گسل سراسری است. آبراهه‌های فرعی از فرم راست‌گوشه در ارتفاعات و ساختار موازی در پایین‌دست پیروی می‌کنند و ساختارهای پله‌ای در غرب حوضه مشابه حوضه ۳ وجود دارد با این تفاوت که آبراهه اصلی به دلیل قرارگرفتن در سازندهای سخت آهکی بستر عریضی ندارد، ولی در پایین‌دست رسوبات کواترنری به‌خوبی توسعه پیدا کرده‌اند. آبراهه زیر حوضه ۵ نیمرخ نسبتاً نامنظمی دارد، به‌ویژه در بالادست، نقطه رودشکن مشخصی دارد، در این قطعه شاخص SL آنومالی محسوس و بالایی با مقدار ۷۱۱/۹۵ (نزدیک به بیشینه) نشان می‌دهد، همین‌طور شاخص شیب در سه قطعه بالایی زیاد است و به‌ویژه در قطعه دوم ۱۰۹/۰۶ است که آنومالی زیادی نشان می‌دهد و شاخص تقعر این قطعه نیز هرچند کمتر از مقدار میانگین است ولی نسبت به سایر قطعات آبراهه بالاست. زیرحوضه ۵ ساختار یک ناودیس و تاقدیس به‌شدت خردشده را نشان می‌دهد که با زاویه گرفتن



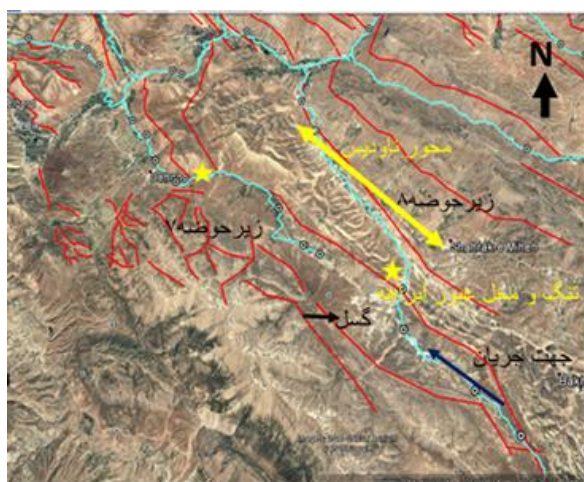
شکل ۶: الف) تنگ‌های ایجادشده در مسیر آبراهه اصلی حوضه، ناودیس و تاقدیس کج شده و در هم شکسته بالادست زیرحوضه ۵. خطوط قرمز نشان‌دهنده گسل است
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

گسترده‌ای از آن شامل آبرفت‌های کواترنری و ارتفاعاتی از آهک اوریتولین‌دار با رسوبات تبخیری دوره کرتاسه است. رودشکن‌های بالادست مربوط به تغییرات محلی مرز لیتولوژیکی شیل و مارن با میان‌لایه‌های آهکی کرتاسه و رسوبات عهد حاضر است و آبراهه در بالادست تا نقطه انحراف در بستر آبرفتی و عریض جریان دارد و در میانه راه توسط گسلی که دره باریکی از میان آهک‌های اوریتولین‌دار کرتاسه ایجاد و عبور کرده و مجدد در بستر آبرفتی عریضی ادامه مسیر داده است (شکل ۷ الف). نیمرخ آبراهه کاملاً نامنظم است و بخش بالادست و پایین‌دست آن تغییرات محسوسی دارد. در پایین‌دست در قطعات ۴ و ۵ آنومالی‌های شدیدی در شاخص‌های شیب، تقعر و SL دیده می‌شود. شاخص شیب در این دو قطعه به ترتیب $133/06$ (بیشینه مقدار) و $77/53$ است و در قطعه ۴ شاخص تقعر $24/6$ است. SL نیز مقادیر بالایی در حدود $600-773$ را در این قطعه نشان می‌دهد. آبراهه زیر حوضه ۸ نیمرخ کاملاً نامنظمی دارد. شاخص تقعر در قطعه ۶ این آبراهه بین رودشکن‌های ۵ و ۶ مقدار بالای $94/49$ را نشان می‌دهد و در همین بازه شاخص شیب نیز آنومالی

آبراهه اصلی در سمت شمال و شرق این زیرحوضه قرار دارد که توسط راندگی گسل کوه‌رنگ، انحراف مشخصی در آن دیده می‌شود و شاخص T مقدار $0/78$ در محل انحراف را نشان می‌دهد. سایر شاخص‌ها آنومالی‌های شدیدی در این حوضه نشان نمی‌دهند و نقطه رودشکن بالادست که تحذب مشخصی در نیمرخ ایجاد کرده توسط گذر گسل در مرز لیتولوژیکی آبرفتی و آهک دولومیتی ایجادشده است. سایر رودشکن‌ها در پایین‌دست تنها نقاط بی‌نظمی کوچکی در بستر آبرفتی رود هستند. از نقطه رودشکن بالادست به بعد، امتداد آبراهه در بستر آبرفتی جریان یافته و کاملاً توسعه یافته و عریض شده است. در جنوب حوضه نشانه‌های دیرینه تکتونیک نمک باوجود سازندهای گنبد نمکی مربوط به دوران پالئوزیک دیده می‌شود. حوضه ۷ در جنوب غربی و محل شکستگی‌های متعدد زاگرس مرتفع و راندگی بزرگ ده نو واقع شده است. این گسل باعث انحراف چشمگیر در میانه راه آبراهه شده است و بردار شاخص T این انحراف را به خوبی با مقدار $0/62$ و جهت $12/9$ درجه در جهت شمال شرقی نشان می‌دهد. این زیرحوضه تنوع لیتولوژیکی بالایی ندارد، بخش

در ساختارهای آهکی شده و تنگ مشخصی ایجاد کرده که آبراهه از این تنگ وارد ناودیس مجاور شده است. قطعه پایین دست در محور ناودیس که امتداد حوضه ۴ در بخش شمالی حوضه است و در راستای یک گسل طولی از میان سازندهای سخت آهکی شهبازان و آسماری عبور می کند. همانند زیرحوضه ۴ الگوهای راست گوشه و موازی آبراهه های فرعی در سازندهای سخت و مرتفع این زیرحوضه نیز دیده می شوند. از نظر مورفولوژیکی این بخش آبراهه دارای انطباق مضاعف ساختمانی است، هم به دلیل وجود گسل و هم محور ناودیس (شکل ۷ الف). در بخش شرقی این زیرحوضه، سازندهای قدیم تر مزوزوئیک بر روی رسوبات جدیدتر دوره سنوزوئیک رانده شده اند و ارتفاعات بلندی در آهک های اوربیتولین دار کرتاسه در محل تراست قدیمی زاگرس ایجاد کرده اند که مرز زون زاگرس مرتفع با زون سنندج سیرجان محسوب می شود.

بالایی در حدود ۸۴/۱۸ نشان می دهد. شاخص SL نیز در این بازه آنومالی هایی زیادی نشان می دهد به طوری که به دامنه تغییر ۶۰۰ تا ۸۵۰ می رسد. این قطعه در مرز لیتولوژیکی آهک های مارنی سازند آسماری در دوره ترشیاری، کنگلومرا، شیل و مارن با میان لایه های آهکی مربوط به ترشیاری واقع است و در عین حال گسل بزرگی از قطعات راندگی جدید زاگرس از آن عبور می کند. در یک چشم انداز کلی، آبراهه از دو قطعه مجزا تشکیل شده: بخش بالادست در مرز لیتولوژیکی سازند کشکان ترشیاری با سازندهای شیل و مارن و میان لایه های آهکی و آهک اوربیتولین دار دوره کرتاسه واقع است و امتداد یک گسل طولی را دنبال می کند. در قطعه ۲ آبراهه، بین نقاط رودشکن ۱ و ۲، شاخص شیب ۷۵/۱۳ و شاخص SL به بیشینه مقدار در کل قطعات زیرحوضه ها یعنی ۸۵۸/۵۳ می رسد، نقاط رودشکن قطعه بالادست مربوط به تغییر مرزهای لیتولوژیک و قطع آبراهه توسط گسل است، سپس گسل ده نو باعث شکستگی



الف



ب

شکل ۷: الف) انحراف آبراهه از طریق تنگ ها در زیرحوضه های ۷ و ۸، ب) فرسایش شیاری و گالی زیرحوضه ۱۱
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

شمال غربی-جنوب شرقی دارند این زیرحوضه از دو بخش مجزا در بالادست و پایین دست تشکیل شده است. قطعه بالادست محوری در راستای شمال شرق-

زیرحوضه ۹ در میان سایر زیرحوضه ها، طولانی ترین آبراهه را دارا بوده و شکل متفاوتی نیز دارد. برخلاف تمام زیرحوضه های شمالی و جنوبی حوضه که راستایی

حاصل دخالت گسل در این قسمت و عبور آبراهه از مرز لیتولوژیکی بخش آبرفتی و آهک اوربیتولین‌دار است. با ورود به بخش آبرفتی، شاخص SL و شاخص شیب نیز افزایش نشان می‌دهند غیر از اینکه در این بخش، گسل آبراهه را قطع کرده و باعث انحراف آن شده است. رودشکن‌های بالادستی نیز در مرز لیتولوژیکی شیل‌های قرمز و ماسه‌سنگ کرتاسه با آهک‌های اوربیتولین‌دار و سپس بخش آبرفتی حوضه اتفاق افتاده است و تغییرات شدیدی در شاخص‌های شیب و SL نشان نمی‌دهند. تنها در قطعه اول بالادست، شاخص تقعر $4/3$ و نسبت به سایر قطعات اندکی بالاتر است ولی در کل کمتر از میانگین است. زیر حوضه ۱۱ نیز وضعیتی مشابه زیرحوضه ۱۰ دارد. نیمرخ آبراهه مستقیم و با کمی تحدب در قسمت بالادستی است. رودشکن‌های بالادست در مرز لیتولوژیک آهک نازک لایه رسی کرتاسه و بخش آبرفتی قرار دارند. بیشتر مسیر آبراهه در آبرفت‌های کواترنری در جریان است و در بستر پهنی جریان دارد و فرسایش شیاری و گالی به‌وضوح در حوضه دیده می‌شود (شکل ۷ ب). در پایین‌دست آبراهه انحراف مشخصی در مسیر آبراهه دیده می‌شود. به‌طوری‌که شاخص T مقدار $0/71$ در جهت شمال غربی را نشان می‌دهد. در همین قطعه آنومالی‌های بالایی در شاخص SL مشاهده می‌شود و شاخص شیب نیز $8/0/8$ است. نیمرخ طولی آبراهه اصلی نمایی کاملاً غیرمنظم دارد و رودشکن‌های متعددی در آن مشخص شده است. در بالادست، بستر رود در نهشته‌های تراس‌های کهن توسعه‌یافته و به‌طور محلی از تنگ‌های باریک آهکی عبور کرده، به‌ویژه در محل تراست قدیمی زاگرس از یک مسیر باریک تنگ عبور کرده و وارد بخش آبرفتی پایین‌دست در زون سنندج سیرجان شده است. شاخص SL در کل آبراهه تغییرات شدیدی ندارد تنها در محل تغییر زون از زاگرس مرتفع به سنندج

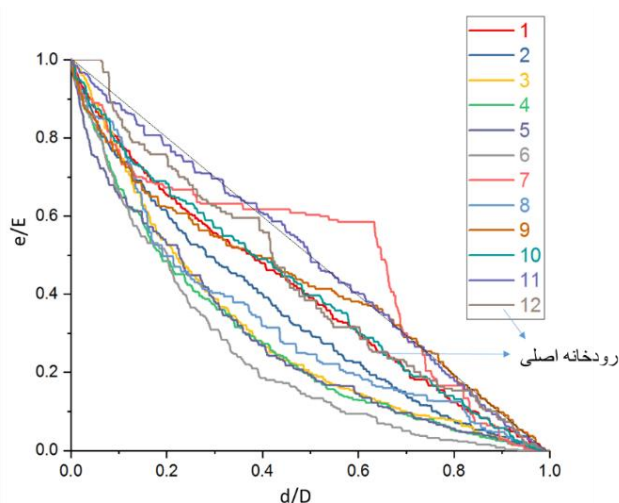
جنوب غرب دارد که کاملاً عمود بر راستای قطعه پایین‌دست و موازی با محور حوضه اصلی است و بستر آن از میان سازندهای ماسه‌سنگ و شیل قرمز دوره کرتاسه عبور کرده و اولین نقطه رود شکن در آن مربوط به مرز لیتولوژیکی این واحد با آهک‌های ریفی اسفنجی کرتاسه است. به‌نظر می‌رسد این قطعه زیرحوضه مستقلی در زون سنندج سیرجان بوده و با گسترش دره‌های عرضی در ارتفاعات آهکی ایجادشده باشد. زیرحوضه‌های مشابهی در امتداد راندگی زاگرس و عبور به بخش سنندج سیرجان با چنین جهت‌گیری ایجادشده‌اند که خود حوضه قلعه شاهرخ یکی از آنهاست. با این تفاوت که حوضه اصلی حاصل قطع ارتفاعات غربی است و به سمت شرق در جریان است، ولی بالادست زیرحوضه ۹ حاصل توسعه دره‌های عرضی در ارتفاعات شرقی است و به سمت غرب توسعه یافته است و دخالت تکتونیک در سازندهای آهکی و در ایجاد این ساختار غیرمتعارف با توجه به جهت‌گیری گسل‌ها و ارتفاعات این بخش بدیهی است. قطعه ۲ حاصل انحراف قطعه بالادست توسط گسل است. قطعه بالادست در نقاط رودشکن ۲ و ۳ انحراف محسوسی توسط دو گسل داشته و سپس از طریق تنگی که توسط گسل در ارتفاعات اوربیتولین‌دار غرب زیرحوضه ایجادشده وارد مسیری شمال غربی - جنوب شرقی می‌شود. نیمرخ آبراهه این زیرحوضه کاملاً نامنظم و تا حدودی محدب است و در قطعه سوم و پس از انحراف مسیر و گذر از تنگ، شاخص شیبی در حدود $90/37$ نشان می‌دهد. در همین قطعه، شاخص SL نیز آنومالی‌های شدیدی از 150 تا 800 را نشان می‌دهد ولی شاخص تقعر تغییرات زیادی ندارد و مقادیر کمتر از میانگین را نشان می‌دهد. آبراهه زیرحوضه ۱۰ نیمرخ مستقیم و نامنظمی را نشان می‌دهد و در پایین‌دست آن شاخص T انحرافی در حدود $0/79$ به سمت جنوب غرب نشان می‌دهد که

- نیمرخ طولی نرمال شده^۷

نیمرخ طولی نرمال شده برای توضیح پاسخ ژئومورفولوژیک رودخانه در نواحی که تکتونیک فعال دارند مورد استفاده قرار می‌گیرد. مزیت این نمودار امکان مقایسه دره‌های رودخانه‌ای با طول‌های متفاوت و شیب مطلق است، زیرا این نمودار فاقد بُعد است (Vojtko et al, 2012: 281). در محور افقی این نمودار فواصل نرمال شده به صورت d/D و در محور عمودی ارتفاع نرمال شده به صورت e/E است که D طول کل آبراهه و d طول نقاط مشخص، E ارتفاع مطلق و e ارتفاع نقاط مشخص شده است (Ruszkiczay, 2009: 211). نیمرخ تعادلی طولی رودخانه‌ها به شکل مقعر است. وجود تحدب در نیمرخ، نشان‌دهنده عملکرد گسل‌ها یا تغییر مرزهای لیتولوژیک یا وجود موانع در بستر است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۵: ۴۴). در شکل ۸ نمودار مربوط به نیمرخ طولی نرمال شده زیرحوضه‌ها مشاهده می‌شود. در یک نگاه کلی زیرحوضه ۶ مقعرترین نیمرخ را داراست، پس‌از آن به ترتیب زیرحوضه‌های ۴، ۳، ۵، ۲، ۱ و ۸ مقعر هستند. باین وجود بررسی دقیق‌تر نیمرخ آن‌ها وجود تحدب‌های محلی در آن‌ها را تأیید می‌کند. به‌عنوان مثال آبراهه ۶ در بالادست حالت غیرمقعر دارد که ناشی از فعالیت‌های تکتونیک در بالادست آن است و بررسی شاخص‌ها در بخش قبل نیز این موضوع را تأیید می‌کند. در بین آبراهه‌هایی که تحدب دارند زیرحوضه ۷ بیشترین تحدب را داراست. نیمرخ آبراهه ۱۱ تقریباً مستقیم با تحدب‌های محلی است، آبراهه ۹ از میانه مسیر محدب است و آبراهه ۱۰ نیز تحدب‌های موضعی دارد. آبراهه اصلی نیز تحدب‌های مشخص محلی دارد.

سیرجان این شاخص افزایش نسبی نشان می‌دهد. در این قطعه، شاخص شیب نیز ۹۴/۴۷ بوده و تقعر ۸/۷۴ است که نسبت به سایر قطعات گرچه بالاتر است ولی کمتر از میانگین کل حوضه است. شاخص شیب در قطعات پایین‌دستی، مقادیر زیادی را نشان می‌دهد ولی تقعر و شاخص SL آنومالی شدیدی در این قطعات ندارد. گسل‌های سراسری نظیر راندگی اصلی زاگرس در عبور از بخش شمالی به جنوبی از بستر اصلی عبور کرده‌اند و در ایجاد رودشکن‌ها و آنومالی شاخص‌ها مؤثر بوده‌اند. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده می‌توان چنین نتیجه گرفت که برخاستگی در امتداد گسل باعث انتشار بی‌نظمی از طریق شبکه‌های زهکشی می‌شود که مستقیماً در شاخص تقعر و شیب نمود پیدا می‌کند، مطالعات کربای^۱ و وایپل^۲، ۲۰۰۱؛ لاگو^۳ و دیوی^۴، ۲۰۰۳ و وبوس^۵ و همکاران، ۲۰۰۶ نیز مؤید این نتیجه است باین‌وجود غیر از نیروهای تکتونیک که اغلب مسئول تغییرات و بریدگی‌ها در کانال‌ها هستند سایر عوامل نظیر تفاوت‌های لیتولوژیک، جریان‌های واریزه‌ای و زمین‌لغزش‌ها هم می‌توانند در نیمرخ جریانی ایجاد بی‌نظمی کنند این تغییرات در مورفولوژی کانال و بستر منعکس می‌شوند، همچنین برخی مطالعات انجام‌گرفته مانند وایپل و تاکر^۱، ۱۹۹۹؛ اسنایدر و همکاران، ۲۰۰۰ و فلورس پریو و همکاران، ۲۰۱۵، درباره ارتباط شاخص تقعر و شاخص شیب نشان می‌دهد که شاخص تقعر نسبت به تغییرات تکتونیک و اقلیمی نسبتاً غیر حساس‌تر از شاخص شیب است و شاخص شیب با نرخ برخاستگی صخره‌ها ارتباط بیشتری دارد، لذا قطعاتی از کانال که شیب متفاوتی دارند می‌توانند مبین آشفته‌گی‌هایی تکتونیک باشند، نتایج این پژوهش نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

- 1 Kirby
- 2-Whipl
- 3-Lague
- 4-Davy
- 5-Wobus
- 6-Tucker



شکل ۸: نیمرخ طولی نرمال شده زیرحوضه‌ها

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

عدد ۵۰ گرایش دارند. دو زیرحوضه ۶ و ۷ نیز بیشترین کج‌شدگی را نشان می‌دهند. مقادیر میانگین برداری مربوط به شاخص T نیز نشان می‌دهد، بالاترین میانگین برداری برای این شاخص مربوط به حوضه‌های ۶ و ۷ با جهتی رو به شمال شرق و کوچک‌ترین مقدار آن مربوط به دو زیرحوضه ۵ و ۸ است. جهت‌گیری‌های شاخص در سه سوی مشخص به سمت شمال شرق، جنوب غرب و شمال غرب است.

- شاخص عدم‌تقارن حوضه و شاخص تقارن توپوگرافی عرضی

نتایج مربوط به محاسبه این دو شاخص در جدول شماره ۱ آمده است و نشان می‌دهد با حفظ سمت نگاه از بالادست رود، زیرحوضه‌های ۱، ۳، ۴، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱ با مقدار شاخص AF کمتر از ۵۰ به سمت راست واژگونی دارند و سه زیرحوضه ۲، ۵ و ۶ با مقدار شاخص AF بالای ۵۰ به سمت چپ کج‌شدگی دارند. زیرحوضه‌های ۳ و ۸ کمترین کج‌شدگی را دارند و به

جدول ۱: شاخص AF و برآیند برداری شاخص T و جهت آن در فواصل ۲ کیلومتری در زیرحوضه‌ها

زیرحوضه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
شاخص AF	۳۲/۱۹	۷۴/۶۸	۴۹/۹۲	۳۲/۸۳	۶۳/۸۲	۷۷/۵۲	۲۴/۹۴	۴۷/۴۹	۳۹/۴۲	۴۵/۲۷	۳۴/۶۸
شاخص T	۰/۹۷	۰/۵۳	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۰۶	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۱۷	۰/۴۲	۰/۷۱	۰/۷۵
جهت T	۲۰۶/۶۴	۴۳/۱۲	۲۲۷/۳۴	۲۱۲/۴۴	۳۱۵/۱۷	۵۸/۷۷	۲۰/۰۲	۰/۱۷	۳۷/۲۸	۲۳۰/۴	۳۳۵/۱۶

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ شاخص AF نشان می‌دهد که جهت واژگونی حوضه‌های شمالی به سمت چپ و برای حوضه‌های جنوبی به سمت راست و در نتیجه جهت‌گیری این زیرحوضه‌ها شرقی و شمال شرقی منطبق بر جهت عمومی شیب منطقه است و تا

به نظر می‌رسد با توجه به عملکرد دو تراست قدیمی و جدید زاگرس و جهت‌گیری راندگی به سمت جنوب غرب و جهت عمومی شیب به سمت شمال شرق (مقیمی، ۱۳۸۹: ۱۴۵) برای واژگونی زیرحوضه‌ها به سمت شمال شرقی باشد. در زیرحوضه‌های ۱، ۵،

قابل توجهی به سمت جنوب غرب نشان می‌دهد. با توجه به اینکه زیرحوضه ۱ در زون سنندج سیرجان قرار دارد و از راندگی گسل‌های زاگرس فاصله دارد، می‌توان انتظار داشت اثر عملکرد تراست‌های اصلی زاگرس بر حوضه‌های بخش شرقی ضعیف‌تر باشد چنانچه این موضوع دربارهٔ زیرحوضه‌های ۱۰ و ۱۱ صدق می‌کند و تغییرات شاخص T آن‌ها مربوط به خطواره‌های محلی و فرعی در آن‌هاست.

- هیپسومتری زیرحوضه‌ها

شکل ۳ نشان‌دهندهٔ وضعیت هیپسومتری زیرحوضه‌هاست. زیرحوضه ۶ کمترین انتگرال هیپسومتری و زیرحوضه ۵ بالاترین مقدار را داراست. با این وجود انتگرال هیپسومتری همه زیرحوضه‌ها کمتر از ۰/۳۵ و از نظر شکلی نیز S شکل یا مقعر بوده و نشان می‌دهد حوضه‌ها در وضعیت تکاملی یا انتهای بلوغ قرار دارند. شاخص چولگی نشان می‌دهد زیرحوضه‌های ۵ و ۱ کمترین انحراف از مقدار میانگین و حوضه‌های ۸ و ۷ بیشترین انحراف را داشته‌اند. بالابودن این شاخص نشان از فرسایش در بالادست حوضه و احتمالاً فرسایش پس‌رونده در شاخه‌های بالایی است. شاخص کشیدگی زیرحوضه‌های ۳، ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ بالاتر از ۳ بوده و نشان از وضعیت ناهموار این زیرحوضه‌ها می‌دهد. همچنین بالابودن شاخص کشیدگی در آن‌ها نشان می‌دهد که هم در بالادست و هم در پایین‌دست، شرایط فرسایشی حاکم است.

- نقشه هم‌پایه

شکل ۴ ب نقشه هم‌پایه و گسل‌ها، نقاط تغییر مرزهای لیتولوژیک و رودشکن‌ها را نشان می‌دهد. نقشه‌های هم‌پایه به وسیله خطوط کنتور، کران و مرزهای خطوط تئوریک برخاستگی‌های مشابه و در نتیجه سطوح فرسایشی را نشان می‌دهند. جهت‌گیری و فشردگی این خطوط در تفسیر نتایج

حدودی می‌توان گفت دو حوضه ۳ و ۸ و به‌ویژه ۳ واژگونی قابل توجهی ندارند ولی دو زیرحوضه ۱ و ۴ واژگونی به سمت راست دارند. زیرحوضه ۴ نشان‌دهنده یک ناودیس است که نظم چین‌خوردگی آن برخلاف امتداد آن در جنوب حوضه (زیرحوضه ۸) به هم‌ریختگی زیادی نشان نمی‌دهد، در زیرحوضه ۸، عمل‌کرد گسل از میانه راه باعث تغییر مسیر آبراهه از یک تنگ شده است، ولی چنین وضعیتی در زیرحوضه ۴ که امتداد همان چین‌خوردگی است مشاهده نمی‌شود. ناودیس زیرحوضه ۴ به شدت در بین دو تراست قدیمی و جدید زاگرس فشرده شده است و برآیند برداری شاخص T نشان می‌دهد، آبراهه اصلی از مسیر خود انحراف قابل توجه به سمت جنوب غرب داشته و شاخص AF نیز چنین واژگونی به سمت غرب را نشان می‌دهد. با برخاستگی لبه غربی این حوضه در آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه فروافتادگی بیشتر ناودیس به سمت غرب توجه‌پذیر است. مشابه این وضعیت در زیرحوضه ۸ نیز به عنوان امتداد این ناودیس باید تکرار می‌شد، ولی عملکرد گسل جدید زاگرس در زیرحوضه ۸ باعث ایجاد یک تنگ مشخص در بالادست آبراهه شده و مسیر به سمت شرق منحرف شده سپس در درهٔ ناودیزی محدود شده و به مسیر خود تا پایین‌دست ادامه داده است. در واقع عبور آبراهه از تنگ و تغییر مسیر آن باعث اصلاح کج‌شدگی حوضه شده تا جایی که شاخص AF آن قابل چشم‌پوشی و نزدیک به ۵۰ است به همین شکل مقدار شاخص T گرچه در بالادست این زیرحوضه بالاست ولی با توجه به برآیند این بردار برای کل زیرحوضه ۸ ناچیز است. ولی دربارهٔ زیرحوضه ۱ علت انحراف به راست آن را باید در گسل‌هایی که در بالادست حوضه باعث جابه‌جایی مسیر به سمت غرب شده‌اند جستجو کرد. بر اثر عملکرد گسل‌های بخش شمالی این زیرحوضه، شاخص T نیز برآیند

این مطالعه، تحلیل نقاط رودشکن، بازه‌های آبراهه، نیمرخ طولی و شاخص‌های تقعر، شیب، SL، انتگرال هیپسومتری و مصادیق آماری آن، شاخص‌های AF و T نشان می‌دهند که حوضه از نظر تکتونیک و فرسایشی کاملاً فعال است، ولی میزان این فعالیت در زیرحوضه‌ها یکسان نبوده و حتی در مناطق مختلف زیرحوضه‌ها به یک میزان نیست. به نظر می‌رسد زون زاگرس شکسته باید بیشتر از زون سنندج-سیرجان متأثر از فعالیت‌های زمین‌ساخت باشد، ولی همان‌گونه که زیرحوضه ۶ در زون زاگرس شکسته آنومالی‌های کمتری از نظر مورفوتکتونیک نشان می‌دهد، اما زیرحوضه ۱ و ۳ در زون سنندج سیرجان نیز در بالادست حوضه کاملاً فعال است. لذا، توصیه می‌شود برای تحلیل وضعیت مورفوتکتونیک حوضه به جای بررسی چشم‌اندازها و میانگین‌های کلی، به بررسی بازه‌های آبراهه‌ای پرداخت و به جزئیات زیرحوضه‌ها توجه شود. زیرحوضه‌های زون سنندج-سیرجان، نظیر زیرحوضه‌های ۱ و ۲ و ۳ در بخش شمالی و زیرحوضه‌های ۱۰ و ۱۱ در نیمه جنوبی حوضه، در بخش بالادست متأثر از فعالیت‌های تکتونیک و در پایین‌دست متأثر از فرایندهای ژئومورفولوژی دوره کواترنر، مانند بی‌نظمی‌های بستر رودخانه‌ای در اثر فرسایش تفریقی و فرسایش شدید آبکندی می‌باشند. در این میان تأثیر تکتونیک در ایجاد سطح اساس‌های جدید که باعث تجدید فعالیت‌های فرسایشی و تشکیل گالی‌ها، در آن‌ها می‌شود آشکار است.

مهم است. فشردگی این خطوط نشان از فعالیت‌های تکتونیک بالا دارد (Flores-Prieto et al, 2015: 18). در نقشه هم‌پایه حوضه، در سمت غربی که زون شکسته زاگرس است و در زیرحوضه‌های ۴، ۵ در شمال حوضه و زیر حوضه‌های ۷ و ۸ همین‌طور در بخش سنندج سیرجان در بالادست سه زیرحوضه ۱، ۲ و ۳ در نیمه شمالی حوضه و زیرحوضه ۹ و به مقدار کمتری بالادست زیرحوضه ۱۱ فشردگی خطوط مشهود است. فشردگی خطوط بر الگوی گسل‌های منطقه کاملاً منطبق است و جهت‌گیری خطوط کنتور نیز در تبعیت از گسل‌ها است، به این شکل در بخش‌هایی که فشردگی خطوط بالاست جهت‌گیری منطبق بر راستای شمال غرب- جنوب شرق است و در بخش‌هایی که الگوی خطواره به‌ندرت شرقی- غربی است این خطوط نیز جهت‌گیری شرقی-غربی دارند. گسترش رودشکن‌ها در ترازهای مشابه نیز ممکن است دلیلی بر تشکیل آن‌ها در مراحل برخاستگی مشابه باشد. رودشکن‌ها به‌عنوان سطح پایه در فرسایش‌های با مقیاس محلی عمل می‌کنند و هرگونه تغییری در موقعیت آن‌ها منجر به پاسخ فرایندهای فرسایشی در بالادست نقاط رودشکن می‌شود. تغییرات سطح پایه ممکن است به شکل مستقیم یا غیرمستقیم منجر به بی‌نظمی‌ها و بریدگی‌های بعدی و گسترش رودشکن‌ها در بالادست شود. این بریدگی‌ها غالباً باعث شکل‌گیری یک شبکه زهکشی پیچیده می‌شوند، از جمله تغییراتی که ممکن است به این شکل در حوضه ایجاد شود گسترش شاخه‌های درجه ۱ آبراهه و تشکیل آبکندها است

(Harvey, 2002: 186)

نتیجه

حوضه قلعه شاهرخ در ساختار پیچیده‌ای از نظر مورفوتکتونیک واقع شده و به‌شدت تحت تأثیر عوامل تکتونیک، زمین‌شناسی و فرایندهای کواترنر است. در

- 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.
- Golts, S., & Rosenthal, E (1993). A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7(4), 305-315.
- Goudie, A (2013). *Encyclopedia of Geomorphology*. Taylor & Francis, 1200 pp.
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., & Alves, F. M. (2007). SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33(1), 10-19.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Huang, C., Wang, H., Wu, Y., Wang, J., Chen, S., Ren, P. & Xia, C (2012). Genetic types and sequence stratigraphy models of Palaeogene slope break belts in Qikou Sag, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin, eastern China. *Sedimentary Geology*, 261, 65-75.
- Harvey, A. M (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44 (3), 175-201.
- Keller, E. A., Pinter, N., & Green, D. J (1997). Active Tectonics, Earthquakes, Uplift, and Landscape. *Environmental and Engineering Geoscience*, 3 (3), 463-463.
- Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), 415-418.
- Lague, D., & Davy, P (2003). Constraints on the long term colluvial erosion law by analyzing slope area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Luo, W (2000). Quantifying groundwater sapping landforms with a hypsometric technique. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E1), 1685-1694.
- Molin, P., Pazzaglia, F. J., & Dramis, F (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science*, 304(7), 559-589.
- Ohmori, H (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics & denudation. *Geomorphology*, 8(4), 263-277.

منابع

- کریمی، هادی؛ عزت‌الله قنواتی؛ مجتبی یمانی؛ امیر صفاری (۱۳۹۵). تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها (مطالعه موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی. سال پنجم. شماره ۲. صفحات ۳۷-۵۲.
- گورابی، ابوالقاسم؛ فامه کیارستمی (۱۳۹۴). ارزیابی زمین‌ساخت حوضه‌های آبریز با استفاده از اختصاات ژئومورفولوژیک در قالب الگوی TecDEM (مورد مطالعه: حوضه آبریز رودک در شمال شرق تهران)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۳. صفحات ۴۶۵-۴۷۹.
- مقصودی، مهران؛ مریم جعفری اقدم؛ سجاد باقری سیدشکری (۱۳۹۱). تحلیل عوامل مؤثر در انومالی الگوی شبکه زهکشی تاقدیس نثار (زاگرس غربی)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۱۰۴. صفحات ۱۰۵-۱۳۲.
- مقیمی، ابراهیم (۱۳۸۹). ژئومورفولوژی ایران، چاپ اول. تهران. انتشارات دانشگاه تهران.
- Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581.
- Delcaillau, B. (2001). Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan. *Geodinamica Acta*, 14(5), 265-287.
- 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.
- Ganas, A., Pavlides, S., & Karastathis, V. (2005). DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65(3), 301-319.
- Garrote, J., Heydt, G. G., & Cox, R. T. (2008). Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102(1), 130-144.

- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., & Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8), 1250-1263.
- Virdi, N. S., Philip, G., & Bhattacharya, S. (2006). Neotectonic activity in the Markanda and Bata river basins, Himachal Pradesh, NW Himalaya: a morphotectonic approach. *International Journal of Remote Sensing*, 27(10), 2093-2099.
- Vojtko, R., Petro, L. U., Benová, A., Bóna, J., & Hók, J. (2012). Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia). *Geomorphology*, 138(1), 276-294.
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream- power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K. & Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Papers*, 398,55-74.
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35(6), 1214-1223.
- Ruzkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., & Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104(3), 203-217.
- Scott, A. T., & Pinter, N. (2003). Extraction of coastal terraces and shoreline-angle elevations from digital terrain models, Santa Cruz and Anacapa Islands, California. *Physical Geography*, 24(4), 271-294.
- Schoenbohm, L. M., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., & Chen, L. (2004). Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 895-909.
- 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.
- Shahzad, F., & Gloaguen, R. (2011). TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 261-271.

Geography and Development
16nd Year-No.52– Autumn 2018
Received: 15/05/2017 Accepted: 11/12/2017

**Analyses on the Morphoectonic Anomalies and its Relationship with Change
of Tectonic Structures of the High Zagros Zone and Sanandaj-Sirjan Belt
in Ghaleh Shahrokh-Chelgerd Basin as a Sample Area**

Mahnaz Shiran

Ph.D. Student of Geomorphology
University of Hakim Sabzevari

Dr. Mohamadali Zanganehasadi

Associate Professor Geomorphology
University of Hakim Sabzevari

Dr. Hamed Adab

Assistant Professor Remote Sensing
University of Hakim Sabzevari

Dr. Abolghasem Amirhadi

Associate Professor of Geomorphology
University of Hakim Sabzevari

Introduction

The evolution and evolutionary trend of quaternary landscapes in the place of collision and subduction, on the border of the subcontinent and the orogeny belts, is influenced by tectonic and climatic factors. Tectonic activities in such areas are often very dynamic and quickly change the characteristics of the Earth's surface. The trace of this dynamics is seen in the occurrence of earthquakes, creating faults, discontinuity in the pattern of earth's roughness, the control of the drainage network and in the slopes of the mountainous terrain. The study of the structure of landscapes and their morphology in active tectonic areas is discussed using spatial data, often referred to as morphotectonics. In fact, morphotectonic synonymous with tectonic geomorphology and studies the relationship between tectonics and geomorphology. Morphotectonic studies, in particular, investigate the occurrence of anomalies in the distribution of landforms, the development of rivers and the shape of canals, the terrace profile, local train or specific landforms, such as slope fractures. The general objective of this study is the investigation of morphotectonic, drainage evolution and morphotectonic anomalies by analyzing drainage, topography, lithology and geomorphology in the complex Zagros belt zone in Ghalea shahrokh basin that as a sub-basin in the Upper Basin of Zayandehrud River basin is located in two structural zones of high Zagros and Sanandaj - Sirjan with completely different geological and morphological characteristics

Methods and Materials

The digital elevation model (DEM) used in this study with an approximate accuracy of 12.5 meters was used to enter the TecDEM model for morphotectonic study of the basin. TecDEM is a toolbox in MATLAB software. Geological maps of Chadegan, Fereidoun Shahr and Shahr-e-Kord maps were used for geological and tectonic studies of the area. Due to the high mountainous areas of Zagros and the vastness of the region, the basis of work was based on the necessary controls through Google Earth images and remote sensing data.

Results and Discussion

Ghaleh Shahrok Basin is located in a complex morphotectonic structure and is strongly influenced by tectonics, geology and quaternary processes. Sub-basins 1, 2, 3, eastern part of sub-basin 9 and sub-basins 10 and 11 are located in the tectonic zone of Sanandaj-Sirjan and sub-basins 4, 5, 6, 7, 8 and western part of sub-basin 9 are located in the high Zagros zone. uplift along faults leads to disturbance distribution through drainage networks, which is directly reflected in the Concavity index and Steepness of the sub-basins. The Concavity index is relatively less sensitive than Steepness toward tectonic and climatic variation, and the Steepness is more correlation with the uplift rate. It seems that the general direction of the slope would be in the northeast, and direction of tilting in northeast according to the performance of the two old and new Zagros faults and the direction of thrust towards the southwest. The AF index indicates that the tilting direction of the north basin is toward the left and for south basin is toward the right. The hypsometric integral of the sub-basins is less than 0.35 and indicates that the sub-basins are in an evolutionary state.

Conclusions

In this study, analysis of Knickpoint, segments, longitudinal profiles and concavity index, steepness, SL, integral Hypsometry, AF and T indices indicate that the basin is completely active in terms of tectonic and erosion, but amount of the activity is not the same in all sub-basins even in different part of the sub-basins is not the same. It seems that the bracket Zagros zone should be more affected by the neotectonic activity than Sanandaj-Sirjan zone. The sub-basins of Sanandaj-Sirjan zone in the upstream region are influenced by tectonic activities and in downstream, influenced by quaternary geomorphology processes such as abnormalities of river bed due to differential erosion and severe gully erosion. In the meantime, the tectonic effect on the creation of a new level of bases that renew of erosion activities and the formation of gullies is evident. Therefore, to analyze the morphotectonic status of the basin instead of reviewing the landscapes and general averages, it is recommended to study the segments of the waterways and pay attention to the details of the sub-basins.

Keywords: Morphotectonic, High Zagros zone, Sanandaj-Sirjan zone, Ghaleh shahrokh- chelgerd basin.

References

- Karimi, H., Ghanavati, A., Yamain, M., Safari, A (2016). The effect of tectonics on longitudinal profile changes of rivers (case study: Alamorudasht river in south of Fars Province, Quantitative geomorphology researches, 5(2), 37-52.
- Gurabi, A., Kiyarostami, F. (2015). Neotectonic evaluation of catchments using geomorphologic features by TecDEM (Case study: Rudak Basin in northeast Tehran), Natural Geography Research, 3, 465-479.
- Maghsudi, M., Jafariaghdam, M., Bagheri seyed shokri, S (2012). Analysis of effective factors in anomaly model of drainage network in the Nosar anticline (Western Zagros), Quarterly Journal of Geographical Research, 104, 105-132.
- Moghimi, E. (2010). Geomorphology of Iran, first edition, Tehran university Press.
- Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106(5), 571-581.

- Delcaillau, B. (2001). Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan. *Geodinamica Acta*, 14(5), 265-287.
- 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.
- Ganas, A., Pavlides, S., & Karastathis, V. (2005). DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65(3), 301-319.
- Garrote, J., Heydt, G. G., & Cox, R. T. (2008). Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102(1), 130-144.
- 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
- Golts, S., & Rosenthal, E. (1993). A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7(4), 305-315.
- Goudie, A. (2013). *Encyclopedia of Geomorphology*. Taylor & Francis, 1200 pp.
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., & Alves, F. M. (2007). SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33(1), 1019.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Huang, C., Wang, H., Wu, Y., Wang, J., Chen, S., Ren, P. & Xia, C. (2012). Genetic types and sequence stratigraphy models of Palaeogene slope break belts in Qikou Sag, Huanghua Depression, Bohai Bay Basin, eastern China. *Sedimentary Geology*, 261, 65-75.
- Harvey, A. M. (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44(3), 175-201.
- Keller, E. A., Pinter, N., & Green, D. J. (1997). Active Tectonics, Earthquakes, Uplift, and Landscape. *Environmental and Engineering Geoscience*, 3(3), 463-463.
- Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), 415-418.
- Lague, D., & Davy, P. (2003). Constraints on the long term colluvial erosion law by analyzing slope area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Luo, W. (2000). Quantifying groundwater sapping landforms with a hypsometric technique. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E1), 1685-1694.
- Molin, P., Pazzaglia, F. J., & Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science*, 304(7), 559-589.
- Ohmori, H. (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8(4), 263-277.
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35(6), 1214-1223.

- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., & Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104(3), 203-217.
- Scott, A. T., & Pinter, N. (2003). Extraction of coastal terraces and shoreline-angle elevations from digital terrain models, Santa Cruz and Anacapa Islands, California. *Physical Geography*, 24(4), 271-294.
- Schoenbohm, L. M., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., & Chen, L. (2004). Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 895-909.
- 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.
- Shahzad, F & Gloaguen, R (2011). TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 261-271.
- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., & Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8), 1250-1263.
- Viridi, N. S., Philip, G., & Bhattacharya, S. (2006). Neotectonic activity in the Markanda and Bata river basins, Himachal Pradesh, NW Himalaya: a morphotectonic approach. *International Journal of Remote Sensing*, 27(10), 2093-2099.
- Vojtko, R., Petro, L. U., Benová, A., Bóna, J., & Hók, J (2012). Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia). *Geomorphology*, 138(1), 276-294.
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K. & Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Papers*, 398, 55-74.