

تعیین رودشکن و تأثیر تکتونیک بر نیمرخ رود در شمال کرمانشاه

حامد علیانپور؛ کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

سعید حکیمی آسیابار*؛ دانشیار، گروه زمین شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

مریم ده بزرگی؛ استادیار، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

رضا نوزعیم؛ استادیار، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

نسیم رضائی؛ کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۵

چکیده

بررسی کمی نیمرخ طولی رود می تواند حاوی اطلاعات زیادی را در خصوص میزان فعالیت زمین ساختی یک منطقه باشد. شاخص شیب نرمال رودخانه و شاخص تعقر در کنار بررسی رودشکن های ایجاد شده در مسیر رود از مهم ترین ابزار بررسی و تحلیل تغییرات ذکر شده می باشند. هدف این پژوهش بررسی چگونگی تأثیر عوامل تکتونیکی در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه های اطراف استان کرمانشاه و به ویژه شمال کرمانشاه در پهنه سنندج-سیرجان می باشد. پهنه سنندج-سیرجان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران می باشد که به عنوان بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ- هیمالیا در اثر همگرایی بخش شمالی گندوانا و جنوب اوراسیا در انتهای مزوزوئیک، شکل گرفته است. مطالعه و شناخت تکتونیک فعال و گسل های کواترنری در ارزیابی خطرات زمین ساختی مخصوصاً در مناطقی که میزان فعالیت های تکتونیکی کواترنری در هولوسن و پلیستوسن بالایی، نسبتاً زیاد باشد بسیار مهم است. شناخت تکتونیک فعال در یک منطقه می تواند خسارات ناشی از خطرات زمین شناسی را کاهش دهد. در این پژوهش زمین ساخت فعال بخشی از پهنه سنندج-سیرجان در شمال کرمانشاه با استفاده از محاسبه مقادیر شاخص شیب نرمال و تعقر رودخانه در نرم افزار GIS و MATLAB و استخراج و بررسی رودشکن ها با روش کربای مورد بررسی قرار گرفته است. در نهایت نتایج حاصل از محاسبات کمی با مشاهدات صحرایی موجود در منطقه مورد مقایسه و بررسی قرار گرفت.

نتایج حاصل شده بیانگر فعالیت زمین ساختی بالا در پهنه گسلی صحنه-مروارید به عنوان بخشی از گسل اصلی زاگرس (MZRF) و پهنه گسلی بیستون-طاقبستان و فعالیت نسبتاً بالا در پهنه گسلی کوه سفید به عنوان شاخه شمالی گسل تراستی زاگرس (ZTF) می‌باشند، تاریخچه لرزه‌ای منطقه دارای همخوانی قابل قبولی با نتایج به دست آمده می‌باشد.

واژه های کلیدی: تکتونیک فعال، نیمرخ طولی رود، رودشکن، سنج-سیرجان

مقدمه

تعیین ناهنجاری‌های حاصل از زمین ساخت فعال در رودها با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژی بسیار سودمند بوده و می‌تواند با آشکار سازی ساختارهای فعال در منطقه همراه باشد ارزیابی ساختمان‌ها و اشکال سطح زمین در طول تاریخ پیدایش آن‌ها، موضوع اصلی دانش تکتونیک ژئومورفولوژی می‌باشد (شوم و همکاران ۱، ۲۰۰۲، ۲۷۶). مطالعه زمین ساخت فعال در ارزیابی مخاطرات زمین‌شناسی از اهمیت بالایی برخوردار است که این موضوع در مناطقی که فعالیت‌های زمین ساختی شدیدی در هولوسن و پلیئوسنسن بالایی دارند اهمیت دوچندانی دارد (رضانی و همکاران، ۱۴۰۲) که در نهایت با شناخت کافی از زمین ساخت فعال در یک منطقه می‌توان خطرات و خسارات ناشی از رویدادهای ناگهانی مانند زمین لرزه و زمین لغزش را کاهش داد (کلر و پینتر ۲، ۲۰۰۲، ۳۶۲). بطور کلی عوارض خطی از بهترین شواهد تشخیص تاثیر فرآیندهای زمین ساختی در تغییرات سطح زمین و لندفرمها هستند (فلورز پریتو و همکاران ۳، ۲۰۱۵). از میان عوارض خطی شبکه آب‌ها مرسوم ترین شاخص و شناساگر جهت بررسی نقش تکتونیک و تاثیر آن در تحول لندفرمها می‌باشد شبکه‌های زهکشی در کمربندهای چین خورده بیشترین حساسیت را به حرکات عمودی و افقی سطح زمین دارند (رامسی و همکاران ۴، ۲۰۰۸). نیمرخ طولی رود یکی از مولفه‌های اساسی در سیستم رودخانه‌ای است و به عنوان یک شاخص توپوگرافی کلیدی روابط متقابل فرسایش، تکتونیک و تعادل بلند مدت سیستم را نشان می‌دهد. (لارو ۵، ۲۰۰۸). نیمرخ طولی رودهایی که در حال تعدل قرار دارند به کل مقعر است، اما عوامل مختلفی از جمله عوامل ساختاری موجب تغییر نیمرخ طولی رود می‌شوند. وقتی این ناهنجاری‌ها موجب تغییرات ناگهانی شیب در گرادیان طولی رود شود بصورت آبشار و رودشکن مشاهده می‌شود که می‌تواند در تحلیل بالآمدگی ساختاری و فعالیت تکتونیکی منطقه نقش داشته باشد (فرراریس و همکاران ۶، ۲۰۱۲). توجه به قرارگیری کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، ایران جز مناطق فعال از نظر زمین ساختی محسوب می‌شود که پهنه سنج-سیرجان نیز قسمتی از آن می‌باشد بنابراین ارزیابی و بررسی فرایندهای تکتونیکی فعال و شناخت الگو و پراکنش مکانی در مقیاس ملی، ناحیه‌ای و منطقه‌ای در ایران به منظور مدیریت مخاطرات ناشی از آن‌ها مانند زلزله‌ها و لغزش‌های بزرگ برای بسیاری از فعالیت‌های انسانی همچون طراحی و احداث شهرها،

¹ Schumm et al, 2002

² Keller and Pinter, 2002

³ Flores-Prieto et al, 2015

⁴ Ramsey et al, 2008

⁵ Larue, 2008

⁶ Ferrari et al, 2012

نیروگاه‌ها، بندرها و اسکله‌ها، فرودگاه‌ها، تأسیسات نظامی - امنیتی، سدها و مراکز صنعتی اهمیت زیادی دارد همین مسئله سبب شده است در سال‌های اخیر پژوهش‌های مختلفی در زمینه بررسی شاخص‌های طولی رود با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) انجام بگیرد که از این میان می‌توان به تحقیقات پدررا و همکاران ۱ (۲۰۱۹)، فونت و همکاران ۲ (۲۰۱۰)، مارتینز و همکاران ۳ (۲۰۱۷)، ویکرانت جین ۴ (۲۰۱۸)، بررسی تکامل شبکه‌های زهکشی در امتداد تاقدیس‌های زاگرس (رامسی و همکاران ۵ (۲۰۰۸)، تاثیر تکتونیک بر نیمرخ طولی رود در جنوب هند (آمبیلی و نارایانا ۶ (۲۰۱۴)، تاثیر عوامل تکتونیکی بر روخانه میناب (نوحه گر و همکاران، ۱۳۸۹)، رودخانه قزل اوزن (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۱) و حوضه‌های آبخیز زاگرس (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۰) اشاره کرد. در این پژوهش تلاش بر این است که با استفاده از تحلیل نیمرخ طولی رودها، استخراج رودشکن و مطالعات صحرائی به تعیین فعالیت زمین‌ساختی قسمتی از پهنه سنندج - سیرجان در شمال کرمانشاه پرداخته شود.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه در بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}03'$ تا $34^{\circ}11'$ شمالی و همچنین بین طول‌های جغرافیایی $46^{\circ}42'$ تا $47^{\circ}41'$ شرقی قرار گرفته است. بیش از نود درصد منطقه مورد مطالعه در استان کرمانشاه قرار دارد و از شمال به شهرستان کامیاران در استان کردستان محدود می‌گردد، از لحاظ ریخت‌شناسی بخش زیادی از منطقه مورد مطالعه از کوهستان‌های مرتفع از جمله کوه‌های پراو، بیستون، کوه سفید قلعه هاجر و دالاخانی تشکیل شده است که در بین آن‌ها دشت‌هایی نیز از جمله دشت دینور، میانراهان و کرمانشاه دیده می‌شود، براساس تقسیم‌بندی قدیمی (علوی ۷، ۱۹۹۴، ۲۳۸-۲۱۱) که راندگی اصلی زاگرس را مرز بین پهنه سنندج - سیرجان و زاگرس بلند می‌داند بخشی از گستره مورد مطالعه، شامل شمال و مرکز آن، در پهنه سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد و بخش‌های جنوبی آن نیز که شامل آهک‌های بیستون می‌شود به عنوان بخشی از پهنه زاگرس بلند دسته‌بندی می‌شود، اما در تقسیم‌بندی جدیدتر (محجل و همکاران ۸، ۲۰۰۳، ۳۳۲-۳۱۷) تمام گستره مورد مطالعه در پهنه سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد، از مهم‌ترین گسل‌های موجود در منطقه می‌توان به گسل‌های صحنه، مروارید بیستون - طاقبستان و کوه سفید اشاره کرد. منطقه مورد مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه، میانراهان، سنقر و کامیاران را شامل می‌شود (شکل ۱).

⁷ Pedrera, et al, 2009

⁸ Font et al, 2010

⁹ Martins et al, 2017

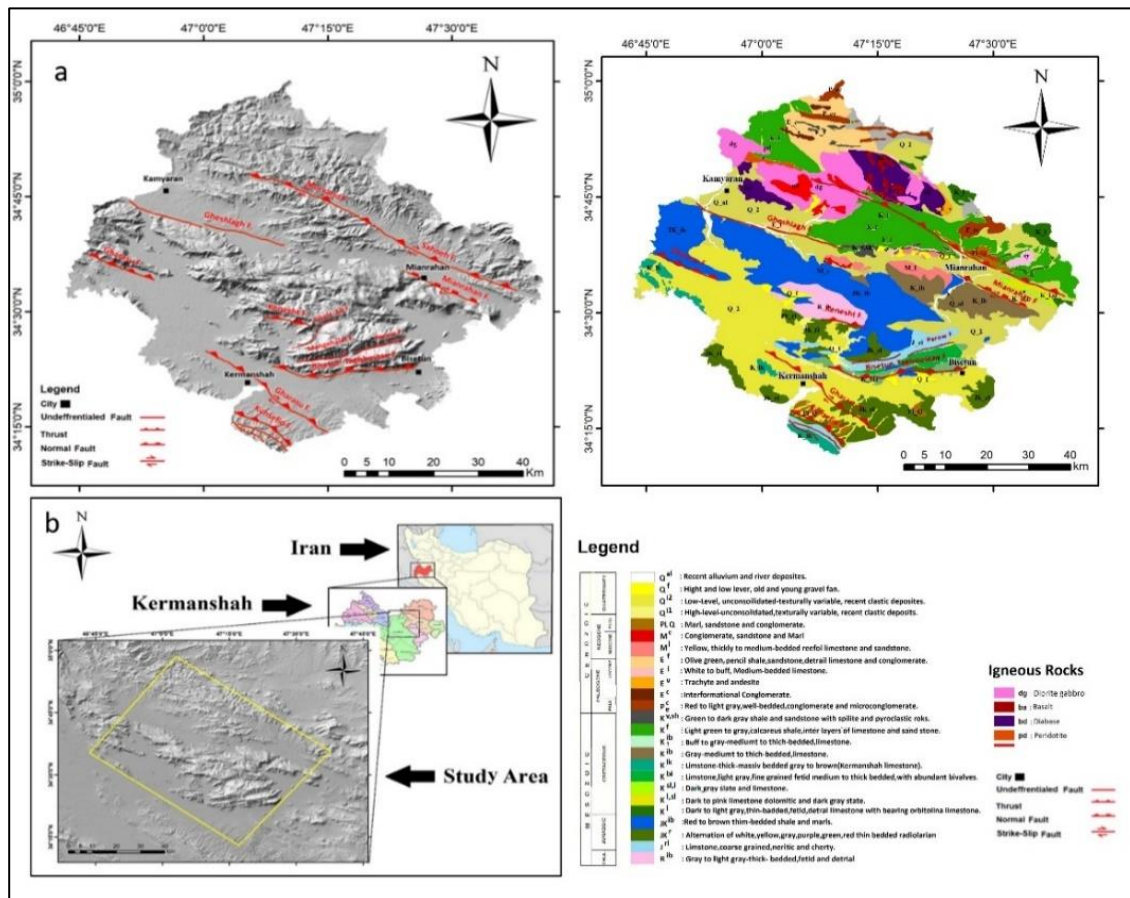
¹⁰ Vikrant Jain, 2018

¹¹ Ramsey, 2008

¹² Ambili and Narayana, 2014

¹ Alavi, 1994

² Mohajjel et al., 2003



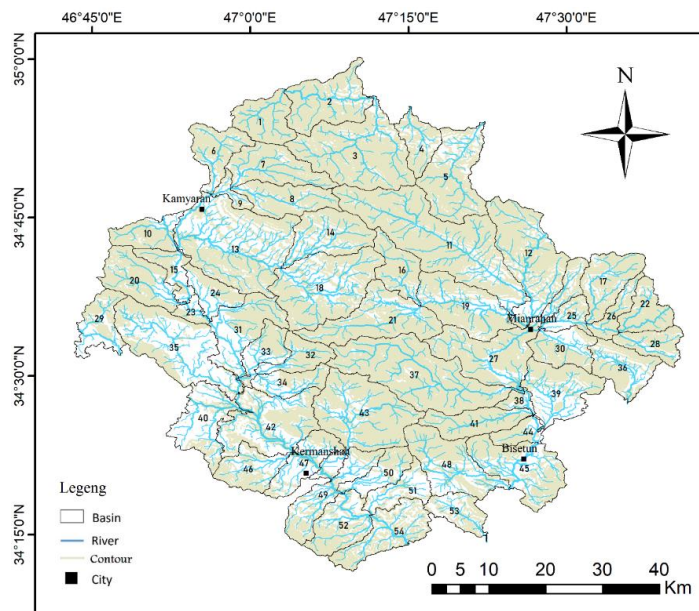
شکل ۱: a: موقعیت گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه b: موقعیت جغرافیایی منطقه c: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (علیانیور و همکاران، ۱۴۰۲)

روش تحقیق

به منظور بررسی زمین‌ساخت فعال در گستره مورد بررسی با استفاده از تحلیل نیمرخ طولی رود :

- ۱- ابتدا حوضه‌های زهکشی و آبراهه‌ها با استفاده از مدل رقمی ارتفاعی ۱۰۳۰ متر در محیط GIS و با به کارگیری افزونه Arc Hydro استخراج شد و پس از انجام اصلاحات مورد نیاز، ۵۴ حوضه زهکشی تشکیل گردید (شکل ۲). سپس مقدار شاخص شیب نرمال رود و شاخص تقعر با رسم نیمرخ طولی رود در نرم افزار MATLAB و GIS برای تمامی آبراهه‌های اصلی و فرعی محاسبه گردید.
- ۳- با بررسی کامل تغییرات شیب در نیمرخ طولی رود، رودشکن‌های گسلی موجود در منطقه به روش کربای مورد استخراج فرا گرفتند.
- ۴- واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای اصلی منطقه که شامل گسل‌ها و چین‌ها می‌باشد از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور در گستره مورد مطالعه، تعیین گردید (شکل ۱).

۵- با بررسی تصاویر ماهواره‌ای، مطالعه تاریخچه لرزه‌ای و مطالعات صحرایی، ابتدا ساختارهای تکتونیکی اصلی و سپس شواهد ساختاری و مورفولوژیکی موجود در حوضه‌های دارای مقادیر بالای شاخص‌های مذکور و همچنین موقعیت رودشکن‌های استخراج شده به روش کربای مورد بازدید و در نهایت فعالیت زمین‌ساختی منطقه مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت.



شکل ۲: حوضه‌ها و آبراهه‌های استخراج شده در منطقه مورد مطالعه (علیان پور و همکاران، ۱۴۰۲).

شاخص شیب نرمال^۱ و شاخص تقعر^۲

تجزیه و تحلیل شاخص تقعر (θ) و شاخص شیب نرمال (Ks) می‌توانند در خصوص ویژگی‌های ژئومورفیکی حوضه آبریز اطلاعات مفید و ارزشمندی را به ما بدهند لازمه محاسبه مقادیر این شاخص‌ها داشتن نیم‌رخ طولی رود می‌باشد (کربای و ویپل، ۲۰۰۱).

نیم‌رخ رودخانه را می‌توان بر اساس قانون فلینت^۴ در حالت پایدار ارئه کرد، که این قانون بر اساس رابطه بین مساحت بالا دست حوضه (A) و شیب کانال به صورت زیر معرفی می‌شود (فلینت^۵ ۱۹۷۴):

$$S = ks \cdot A^{-\theta} \quad \text{رابطه (۳-۱۰)}$$

در این رابطه، (S) مقدار شیب، (ks) شاخص شیب، (A) مساحت و (θ) شاخص تقعر می‌باشد. با توجه به این که رسوبات کف کانال در یک رودخانه صرفاً هم‌جنس نمی‌باشند میزان بریدگی رودخانه نیز در بخش‌های مختلف به علت تفاوت در میزان

¹ Normalized steepness index

² Concavity

³ Kirby and Whipple, 2001

⁴ Flint's law

⁵ Flint, 1974

فرسایش پذیری رسوبات مختلف، متفاوت می باشد این عامل در کنار بالا آمدگی سنگ بستر عواملی هستند که باعث متفاوت شدن مقدار شاخص شیب (ks) در قسمت های مختلف رودخانه می شوند (کربای ۱، ۲۰۰۳).
مساحت رودخانه توسط رابطه ای که هک برای اولین بار مطرح نمود محاسبه می گردد (هک ۲، ۱۹۷۴):

$$A = K_a \cdot L \cdot h \quad \text{رابطه (۳-۱۱)}$$

در این رابطه (A) مساحت رودخانه، (L) طول رودخانه و (h) و (K_a) ضرایب تجربی هستند سه عامل سنگ شناسی، آب و هوا و شرایط زمین ساختی منطقه، عواملی هستند که در نیمرخ رودخانه در غالباً در حالت پایدار با آنها در تعادل می باشد قابل ذکر می باشد از آنجایی که شرایط آب و هوایی و بالا آمدگی زمین ساختی در یک منطقه نمی تواند به طور مطلق ثابت باشد و این شرایط همواره در مقیاس زمان دستخوش تغییراتی قرار می گیرند منظور از حالت پایدار عدم تغییر در این شرایط نمی باشد بلکه به طور یکنواخت بودن این شرایط و نداشتن تغییرات شدید و قابل توجه مدنظر می باشد (ویپل و همکاران ۳، ۲۰۱۳).

همانطور که ذکر شد رابطه مستقیم و تنگاتنگی بین مقدار شاخص شیب (K_s) و نرخ بالا آمدگی و فرسایش در سنگ بستر در حالت پایدار سیستم رودخانه ای وجود دارد که رابطه کمی (۳-۱۲) یکی از روابطی است که به خوبی نرخ متفاوت بالا آمدگی در نواحی که مقدار بالا آمدگی توسط حفر عمودی رودخانه متعادل می شود را بیان می کند (کربای و اویمیت ۴، ۲۰۱۱).

$$K_S = (E / K) \cdot 1 / n \quad \text{رابطه (۳-۱۲)}$$

در رابطه بالا (E) بالا آمدگی سنگ بستر و (K) نشان دهنده ضریب فرسایش وابسته به شرایط آب و هوایی و سنگ شناسی منطقه می باشند (n) نیز یک توان مثبت در ارتباط با فرآیند غالب فرسایشی منطقه است (کربای و همکاران ۵، ۲۰۰۳).

یکی از شاخص های مهم که نقش تعیین کننده ای در شکل گیری نیمرخ رودخانه دارد شاخص تقعر (θ) می باشد که مقدار آن معمولاً بین ۰/۶ تا ۰/۳ متغیر است. بین این شاخص و شاخص شیب (K_s) ارتباط قوی وجود دارد، شاخص تقعر نشان دهنده تغییرات طولی در شیب یک آبراهه است. نیمرخ بیشتر آبراهه ها به دلیل فرسایش بستر در نواحی بالادست رودخانه به شکل مقعر می باشد. تغییر در میزان تقعر کانال رودخانه اغلب نتیجه پاسخ رودخانه به تغییرات سطح اساس، آغاز بالا آمدگی زمین ساختی یا تغییر در میزان آن و تغییرات ناگهانی اقلیمی یا ترکیبی از تمام این عوامل می باشد (کربای و ویپل ۶، ۲۰۰۱).

جهت حاصل شدن نتایج دقیق تر، با توجه به مقدار شاخص تقعر مرجع که ۰/۵۴ می باشد شاخص شیب به صورت نرمال شده محاسبه می گردد که مقدار آن از فاصله ۳ تا ۵۰ کیلومتری رودخانه معمولاً به طور میانگین ۲۰ تا ۶۰۰ می باشد (ویپل ۷، ۲۰۰۴). یا استفاده از مقایسه نیمرخ های واقعی و نیمرخ های محاسبه شده در حالت پایدار، حالت متعادل در رودخانه

⁶ Kirby, 2003

⁷ Hack 1947

¹ Whipple et al, 2013

² Kirby and Ouimet, 2011

³ Kirby et al., 2003

⁴ Kirby and Whipple, 2001

⁵ Whipple, 2004

را می‌توان تعریف نمود. با استفاده از قانون هک و ترکیب با دیگر روابط ذکر شده نیمرخ متعادل حاصل می‌شود (ویلت ۱، ۲۰۱۰) که نشان دهنده مقدار ۰/۵۴ برای شاخص تقعر می‌باشد این مقدار تقعر میزان ذاتی تقعر است که دربردارنده نسبت مساحت و شیبی است که در اثر قدرت جریان ایجاد شده است (کربای و همکاران ۲، ۲۰۰۳).

استخراج رودشکن

تحلیل و بررسی نیمرخ طولی رودخانه‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی را در ارتباط با تغییر و تحول چشم‌اندازها، ایجاد برجستگی‌ها در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و حفر دره‌ها در اختیار ما قرار بدهد (هک ۳، ۱۹۷۵)، در این راستا از نیمرخ طولی رود به عنوان شاخصی برای تکامل ژئومورفولوژیکی استفاده می‌شود (ویپل و تاکر ۴، ۱۹۹۹). تغییر شکل نیمرخ طولی و عرضی بستر رودخانه، تغییر شیب دره و بستر، تغییر پهنا و عمق بستر، تغییر دشت سیلابی به پادگانه‌های آبرفتی کم ارتفاع، تغییرات در میزان و محل حفر قائم، محل و مقدار رسوبگذاری رودخانه، انفصال، انقطاع و تغییر مکان جانبی و ناگهانی رودخانه‌ها را از ویژگی‌های رودخانه‌هایی می‌داند که تحت تأثیر فعالیت‌های نوزمین‌ساخت قرار می‌گیرند (شوم ۵، ۲۰۰۲). نیمرخ طولی رود معمولاً به سه شکل مقعر، مقعر محدب و محدب می‌تواند دیده شود، تعادل طولانی مدت بین بالا آمدگی تکتونیکی و عامل فرسایش باعث ایجاد تقعر در نیمرخ طولی رودخانه می‌شود، همچنین نیمرخ طولی مقعر محدب بیانگر غالب بودن فرسایش و نرخ بالا آمدگی کم و نیمرخ طولی محدب بیانگر نرخ کم فرسایش غالب بودن بالا آمدگی در منطقه می‌باشد (بابایی و همکاران، ۱۳۹۸). به طور کلی شکل نیمرخ طولی رود مخصوصاً درجه تقعر آن به عوامل مختلفی از جمله تمرکز دبی، میزان فرسایش رسوب و ویژگی‌های تکتونیکی بستگی دارد (کربای و ویپل ۶، ۲۰۰۱). در روش اول، جهت استخراج رودشکن (کربای و همکاران ۷، ۲۰۰۷) که با استفاده از این روش نیمرخ طولانی‌ترین رود هر حوضه با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی منطقه در نرم افزار Arcmap و MATLAB استخراج و محل رودشکن بر روی نیمرخ طولی رود تعیین می‌گردد (شکل ۳).

⁶ willett, 2010

⁷ Kirby et al, 2003

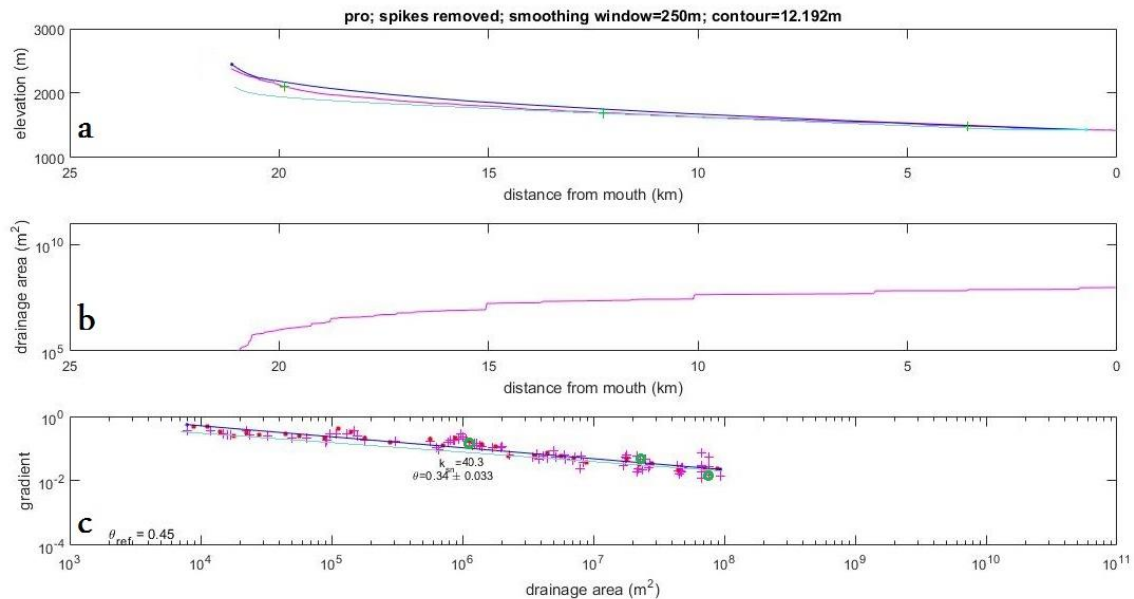
¹Hack, 1957

²Whipple and Toker, 1999

³Schumm, 2002

⁴ Kirby and Whipple, 2001

⁵ Kirby et al, 2007



شکل ۳: نمودار اولیه استخراج شده توسط نرم افزار متلب. (a) نیمرخ طولی رود (علامت بعلاوه محل رودشکن است) (b) منطقه زهکشی (c) تغییرات شیب (علامت دایره بیانگر محل رودشکن است)

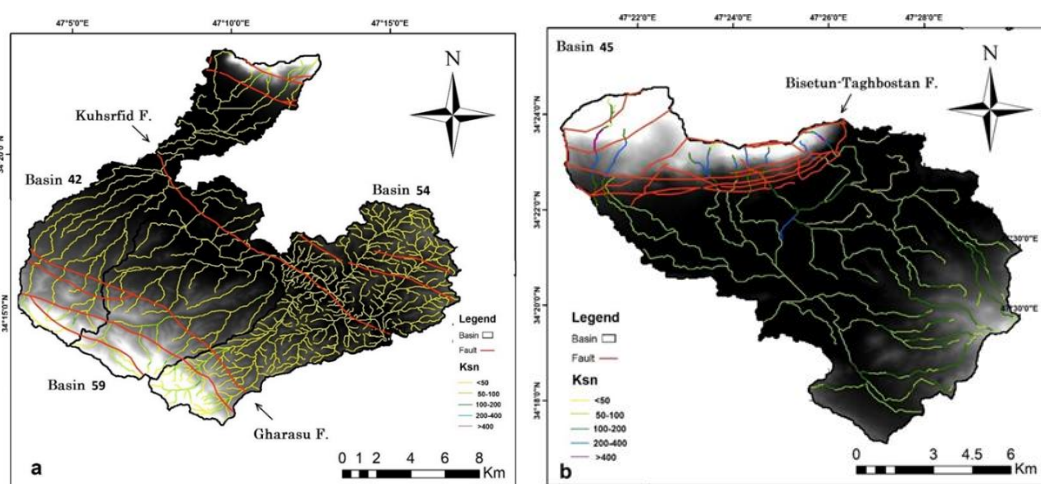
نتایج

شاخص شیب نرمال رودخانه

با استخراج اطلاعات مسافت منطقه از مدل رقومی ارتفاعی گستره مورد مطالعه پارامترهای قانون هک به دست آمد که برای به دست آوردن قدرت جریان در هر نیمرخ طولی واحد این مقادیر و ضرایب در نرم افزار متلب (Matlab) مورد استفاده قرار گرفته اند. در نهایت تععر و شیب با استفاده از شاخص تععر مرجع در نرم افزار (Matlab) به دست آمد. آبراهه های منطقه مورد مطالعه بر اساس رده بندی مقادیر شاخص شیب نسبی (Ksn) در ۵ رده مختلف به شرح زیر تقسیم بندی شده اند: رده ۱ ($Ksn > 400$) دارای فعالیت تکتونیکی بسیار بالا، رده ۲ ($200 < Ksn < 400$) فعالیت تکتونیکی بالا، رده ۳ ($200 < Ksn < 400$) فعالیت تکتونیکی متوسط، رده ۴ ($100 < Ksn < 200$) فعالیت تکتونیکی کم و رده ۵ ($50 < Ksn < 100$) فعالیت تکتونیکی کم و رده ۵ ($50 < Ksn < 100$) دارای فعالیت تکتونیک بسیار کم می باشند. شاخص شیب نرمال می تواند میزان فعال بودن یک گسل را بر اساس تاثیری که بر شیب آبراهه دارد نشان دهد. با تغییری که فعالیت یک گسل در مقدار این شاخص ایجاد می کند می توان فعالیت یا عدم فعالیت اخیر آن گسل را مورد بررسی قرار داد، به منظور بررسی دقیق تر تاثیر گسل های منطقه مورد مطالعه بر روی این شاخص مقدار شاخص شیب نرمال برای قطعات مختلف رودهای اصلی هر حوضه و حتی انشعابات کوچک آن ها نیز محاسبه گردید و نقشه پراکندگی مقدار این شاخص در اطراف گسل های مهم منطقه تهیه شد.

در جنوبی ترین قسمت از منطقه مورد مطالعه، تاثیر گسل های قره سو و کوه سفید با امتداد جنوب خاوری-شمال باختری با سازوکار راندگی و شیب به سمت شمال خاور (کریمی بوندیپور و حاج حسنی، ۱۳۷۸)، بر شاخص شیب نرمال به این گونه می باشد که در قسمت های شمالی این حوضه ها می توان گفت که گسل قره سو تقریباً هیچ تاثیر قابل توجهی در میزان شاخص شیب نرمال رودهایی که آنها را قطع نموده نداشته است، در هر سه حوضه مقدار این شاخص در اطراف گسل قره سو کوچکتر از ۵۰ می باشد که بیانگر فعالیت کم این گسل در این قسمت بر اساس این شاخص می باشد اما در قسمت های جنوبی این

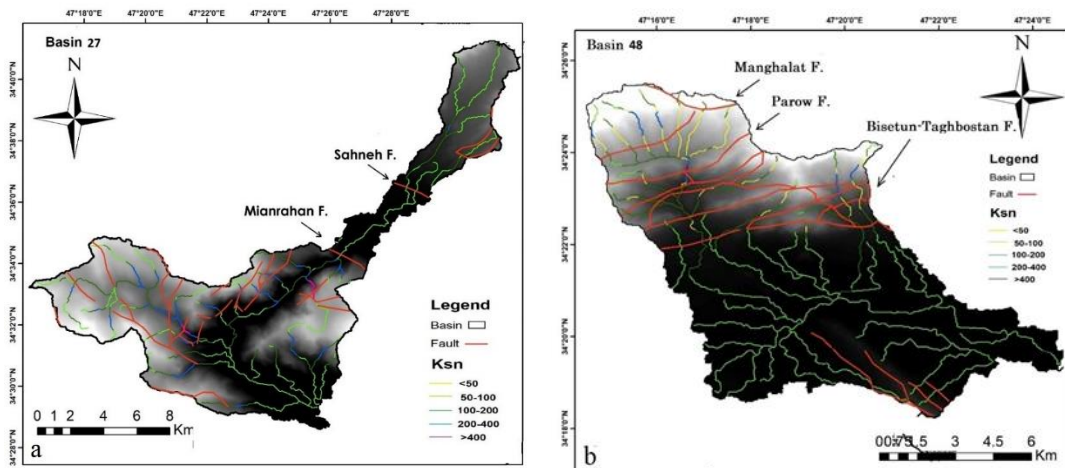
حوضه‌ها (۴۲، ۵۹ و ۵۴) گسل قره‌سو باعث ایجاد تغییراتی در مقدار شاخص شیب نرمال گشته‌است، در حوضه ۵۴ این تغییرات به گونه‌ای بوده است که در قطعاتی از رودخانه در برخورد با گسل قره‌سو مقدار شاخص شیب نرمال به بالای ۵۰ (رده ۴) و در قسمت‌های جنوبی تر به بالای ۱۰۰ نیز (رده ۳) رسیده است، در حوضه‌های ۵۹ و ۴۲ نیز به همین ترتیب مقدار این شاخص دچار افزایش گردیده است، بیشترین مقدار شاخص شیب نرمال در آبراهه‌های حوضه ۴۹، ۵۲ و ۵۴ به ترتیب ۱۰۶، ۱۱۶ و ۱۴۷ می‌باشد (شکل ۴). در شمال گسل قره‌سو در حوضه ۴۵، بر اثر عملکرد گسل بیستون- طاقبستان و گسل‌های موازی آن تغییرات قابل توجهی در مقدار شاخص شیب نرمال در آبراهه‌های شمالی این حوضه اتفاق افتاده است. در آبراهه‌هایی که در شمال این گسل قرار دارند (فرادیواره) مقدار شاخص شیب نرمال در قطعاتی از آنها به بالای ۲۰۰ (رده ۲)، و در برخی قطعات نیز به بالای ۴۰۰ (رده ۱) نیز رسیده است که این تغییرات می‌تواند بیانگر بالا آمدگی زمین‌ساختی در اثر عملکرد گسل بیستون- طاقبستان در این قسمت از منطقه باشد قابل ذکر می‌باشد که آبراهه‌هایی که در جنوب گسل قرار دارند (فرودیواره) مقادیر پایین تری از شاخص شیب نرمال را نسبت به آبراهه‌های شمال گسل دارند هرچند که در برخی از آنها این مقدار به بالای ۱۰۰ (رده ۳) نیز می‌رسد (شکل ۴). بیشترین مقدار از شاخص شیب نرمال در این حوضه در شمال باختری این حوضه در اطراف شاخه اصلی گسل بیستون- طاقبستان ثبت گردیده است.



شکل ۴: تاثیر فعالیت گسل‌ها بر شاخص شیب نرمال (Ksn) آبراهه‌ها. (a) گسل کوه سفید. (b) گسل بیستون-طاقبستان.

در خاور منطقه مورد مطالعه، حوضه ۲۷ به صورت کشیده به گونه‌ای قرار دارد که دو گسل موازی میانراهان و صحنه از آن می‌گذرند. در آبراهه‌های قسمت‌های شمالی گسل صحنه مقدار شاخص شیب نرمال عموماً بین ۵۰ تا ۱۰۰ (رده ۴) می‌باشد هرچند که در قطعاتی نیز این مقدار این شاخص به بالا ۱۰۰ و نزدیک به ۲۰۰ می‌رسد. در آبراهه‌های واقع در فرودیواره گسل صحنه و در آبراهه حدفاصل این گسل با گسل میانراهان مقدار این شاخص مقادیری کمی را نشان می‌دهد. اما در جنوب گسل میانراهان شاهد افزایش چشمگیر مقادیر شاخص شیب نرمال در آبراهه‌های موجود می‌باشیم، در اثر عملکرد انشعابات گسل میانراهان در قسمت جنوبی این گسل شاخص شیب نرمال با مقادیر بالای ۴۰۰ (رده ۱) نیز مشاهده می‌گردد که نشان دهنده فعالیت تکتونیکی بالای انشعابات جنوبی گسل میانراهان می‌باشد بیشترین مقدار شاخص شیب نرمال در شرق این حوضه در آبراهه‌های اطراف انشعابات جنوبی گسل میانراهان به ثبت رسیده است (شکل ۵). در حوضه ۴۸ به ترتیب از شمال

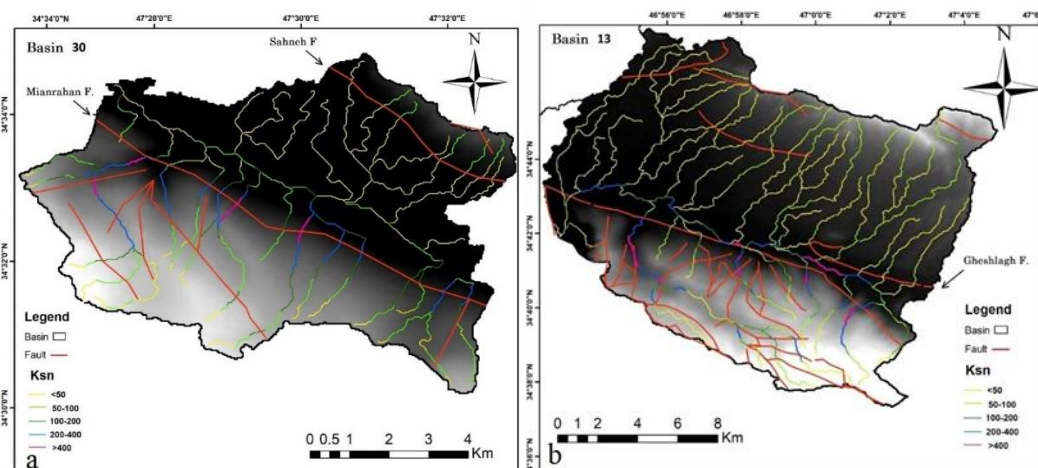
به جنوب، تاثیر گسل‌های منگ‌هلات، پرو و قطعاتی از گسل بیستون- طاقبستان بر شاخص شیب نرمال آبراهه‌ها قابل مشاهده می‌باشد. در شمالی‌ترین قسمت این حوضه تفاوت بالایی در مقدار شاخص شیب نرمال در آبراهه‌های شمالی و جنوبی گسل منگ‌هلات مشاهده می‌گردد، در آبراهه‌های واقع در فرودیواره این گسل مقدار این شاخص کمتر از ۱۰۰ (رده ۴) و فرادیواره گسل مقادیر این شاخص به بالای ۲۰۰ و نزدیکی ۴۰۰ (رده ۲) رسیده است. در شاخصه اصلی گسل پرو نیز در جنوب گسل منگ‌هلات مقدار شاخص شیب نرمال دقیقا در آبراهه‌هایی که روی گسل قرار گرفته‌اند به بالای ۴۰۰ (رده ۱) رسیده است و در حفاصل بین دو گسل مقدار این شاخص عموماً ۵۰ تا ۱۰۰ (رده ۴) و زیر ۵۰ (رده ۵) می‌باشد. در جنوب گسل پرو قطعات باختری از گسل بیستون- طاقبستان قرار دارد که این گسل به در مقایسه با دو گسل شمالی خود تغییر کمتری را در مقدار شاخص شیب نرمال ایجاد نموده است و تنها در قطعاتی از آبراهه‌های خاوری ترین قسمت حوضه ۴۸ باعث بالا رفتن مقدار شاخص شیب نرمال گشته است. با توجه به مقادیر شاخص شیب نرمال و موقعیت گسل‌ها در این حوضه فعالیت بالای گسل‌های منگ‌هلات و پرو قابل برداشت می‌باشد همچنین قطعه باختری گسل بیستون- طاقبستان نیز تغییراتی در مقدار شاخص شیب نرمال داشته اما این تغییرات بسیار کمتر از قسمت‌های شرقی آن در حوضه ۴۵ می‌باشد (شکل ۵).



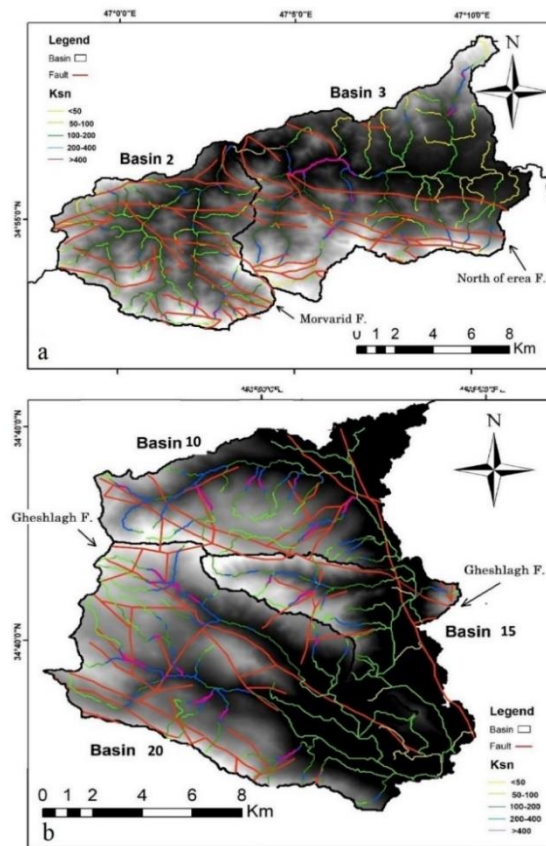
شکل ۵: تاثیر فعالیت گسل‌ها بر شاخص شیب نرمال (Ksn) آبراهه‌ها. (a) گسل صحنه و گسل میانراهان. (b) پهنه گسلی بیستون-طاقبستان.

در حوضه شماره ۳۰ تغییرات شاخص شیب نرمال توسط گسل میانراهان در مرکز حوضه و یکی از انشعابات گسل صحنه در شمال منطقه مورد بررسی قرار گرفته است، طبق مقادیر به دست آمده از شاخص شیب نرمال، نزدیک به ۷۰ درصد از آبراهه‌هایی که از روی شاخه اصلی گسل میانراهان عبور کرده‌اند بر اثر عملکرد شاخه آن مقادیر این شاخص به محدوده ۲۰۰ تا ۴۰۰ (رده ۲) رسیده است به جز تعداد کمی از آبراهه‌ها که مقادیر زیر ۱۰۰ (رده ۴) را نشان می‌دهند. باقی آبراهه‌ها نیز مقادیر ۱۰۰ تا ۲۰۰ را نشان می‌دهند در صورتی که در نیمه شمالی حوضه قبل از گسل میانراهان مقادیر پایین این شاخص (رده ۵) به ثبت رسیده است و انشعاب گسل صحنه نیز هیچگونه تغییری در مقدار شاخص شیب نرمال ایجاد نکرده است. قابل ذکر می‌باشد که در این حوضه انشعابات گسل میانراهان افزایش خیلی زیادی در مقدار شاخص شیب نرمال ایجاد نموده‌اند و بیشترین فعالیت مربوط به شاخصه اصلی این گسل می‌باشد دقیقا بر خلاف حوضه باختری آن (حوضه ۲۷)، که

انشعابات جنوبی گسل میانراهان افزایش بیشتری نسبت به شاخه اصلی آن در میزان شاخص شیب نرمال ایجاد کرده بودند (شکل ۶). در باختر منطقه مطالعه در حوضه ۱۳ مقادیر شاخص شیب نرمال بر اساس گسل قشلاق که از این حوضه میگذرد، به دو قسمت تقسیم می‌گردد. در قسمت شمالی این حوضه تقریباً تمام آبراهه‌ها دارای مقادیر شاخص نرمال زیر ۱۰۰ (رده ۵) می‌باشند اما در قسمت جنوبی این حوضه بر اثر فعالیت گسل‌های جنوبی گسل قشلاق مقدار این شاخص به مقادیر بالای ۲۰۰ (رده ۲) و در برخی از آبراهه‌ها حتی به بالای ۴۰۰ نیز رسیده است در حالی که اکثر آبراهه‌های موازی و متقاطع نسبت به شاخص اصلی گسل قشلاق تقریباً مقادیر ۱۰۰ تا ۲۰۰ (رده ۳) را از خود نشان می‌دهند. بیشترین مقدار شاخص شیب نرمال در این حوضه ۳۵ می‌باشد که مربوط به آبراهه عبوری از انشعابات باختری گسل قشلاق است (شکل ۶). در حوضه‌های ۳ و ۲ در شمال منطقه نیز هرچند به مقدار کمتر نسبت به دیگر مناطق ذکر شده افزایش شاخص شیب نرمال را در اطراف گسل‌های شمال منطقه شاهد بودیم که در حوضه ۳ در برخی از آبراهه‌ها مقدار شاخص شیب نرمال به بالای ۴۰۰ (رده ۱) نیز رسیده است (شکل ۳-۱۳). همچنین در حوضه‌های ۱۰، ۱۵ و ۲۰ نیز اطراف گسل‌های جنوبی گسل قشلاق و گسل‌های فرعی باختر منطقه در برخی از قسمت‌های این حوضه به صورت نامنظم شاهد افزایش مقدار شاخص شیب نرمال می‌باشیم که می‌تواند این منطقه را نیز از لحاظ این شاخص جز مناطق تقریباً فعال حساب کرد (شکل ۶).



شکل ۶: تاثیر فعالیت گسل‌ها بر شاخص شیب نرمال (Ksn) آبراهه‌ها. (a) گسل صحنه و گسل میانراهان. (b) گسل قشلاق.

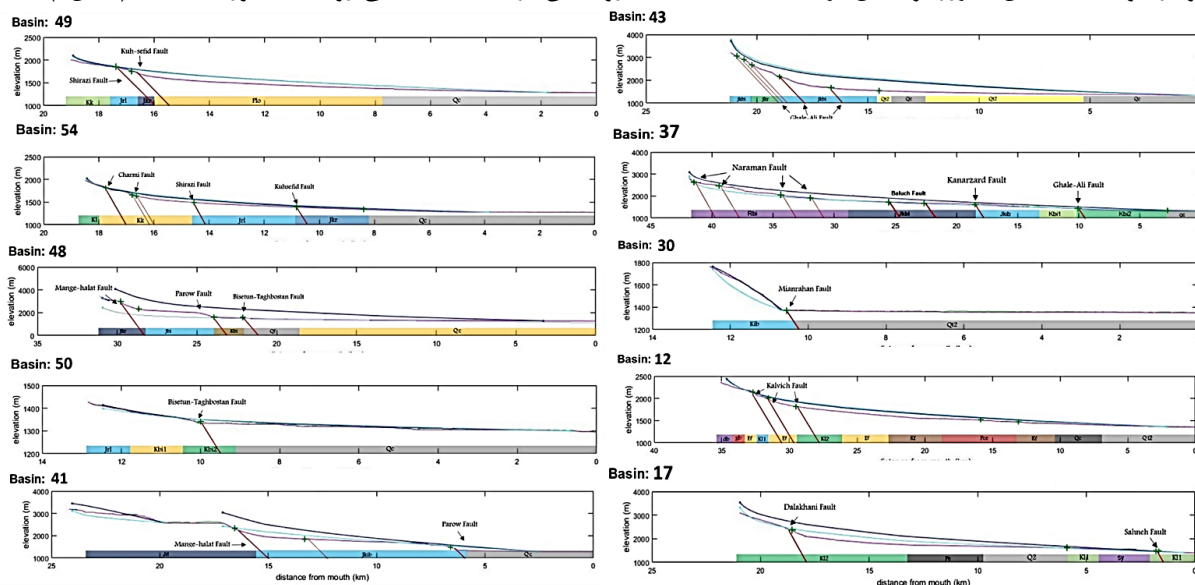


شکل ۷: تاثیر فعالیت گسل‌ها بر شاخص شیب نرمال (Ksn) آبراهه‌ها. (a) گسل‌های شمال منطقه (b) گسل قشلاق.

رودشکن

در جنوبی‌ترین قسمت از منطقه مورد مطالعه در حوضه‌های ۴۹، ۵۲ و ۵۴ بر اثر عملکرد گسل‌های راندگی موجود رودشکن‌هایی بر روی انشعابات جنوبی رودخانه قره‌سو ایجاد شده است. در حوضه ۴۹ در اثر عملکرد گسل شیرازی و کوه سفید در مرز رادیولاریت‌های کرمانشاه به سن کرتاسه و آهک‌های ژوراسیک دو رود شکن ایجاد شده است. در حوضه ۵۲ عملکرد گسل‌های کوه سفید و چرمی و در حوضه ۵۴ عملکرد هر سه گسل کوه سفید چرمی و شیرازی باعث ایجاد رود شکن شده. هر سه گسل مذکور در حوضه‌های ذکر شده دارای سازوکار راندگی، روند شمال باختری- جنوب خاوری و شیب به سمت شمال خاوری می‌باشند (محجل و الیاس زاده، ۱۳۸۸). پهنه گسلی بیستون- طاقبستان با روند تقریبی خاوری- باختری و شیب به سمت شمال با سازوکار راندگی (چیتری و همکاران، ۱۳۹۵)، چندین رودشکن را در قسمت‌های باختری خود در حوضه‌های ۵۰ و ۴۸ ایجاد کرده است. در قسمت شمالی حوضه ۴۸ عملکرد شاخه شمالی گسل بیستون- طاقبستان در برخورد با رده‌های ابتدایی رودخانه قره‌سو، رودشکن ایجاد نموده؛ همچنین در مرکز حوضه ۵۰ نیز گسل بیستون- طاقبستان و در شمال این حوضه گسل‌های پراو و منگ‌هلات، در محل تقاطع با انشعابات رودخانه گاماسیاب، رودشکن ایجاد کرده اند. گسل‌های مذکور در این حوضه دارای سازوکار راندگی و روند تقریبی شمال خاوری- جنوب باختری و شیب به سمت شمال باختر می‌باشند (کریمی‌باوندپور و حاج حسنی، ۱۳۷۸). مقادیر بالای شاخص شیب نرمال نیز در این حوضه بیانگر فعالیت

بالای این گسل‌ها می‌باشد در شمال پهنه گسلی بیستون- طاقبستان در حوضه ۴۱ در محل برخورد گسل منگ‌هلات در غرب این حوضه و انشعابات گسل پراو در شرق حوضه با انشعابات رودخانه گاماسیاب، رودشکن ایجاد شده است. در حوضه ۴۳ نیز در محل تلاقی گسل قلعه‌علی و انشعابات آن با انشعابات رودخانه قره‌سو چندین رودشکن در این حوضه ایجاد شده است. در خاور منطقه مورد مطالعه دو پهنه گسلی میانراهان و صحنه به موازات یکدیگر قرار دارند که انشعابات این گسل‌ها باعث ایجاد رودشکن در این محدوده شده است. در انشعابات جنوبی گسل میانراهان در حوضه ۳۷ از غرب به شرق گسل‌های نرمان، کنشت، بلوچ، کمرزرد و قلعه‌علی در محل برخورد با انشعابات رودخانه دینور رودشکن ایجاد کرده اند. همچنین در انتهای رود در این حوضه بر اثر تغییر در واحدهای سنگی نیز رودشکن ایجاد شده که علاوه بر این، رودشکن‌های حوضه ۳۹ نیز در این محدوده، ناشی از تغییرات در واحدهای سنگی در امتداد رود می‌باشند. در حوضه ۳۰ نیز بر روی شاخه اصلی گسل میانراهان رودشکن ایجاد شده است که خط گسل منطبق بر تغییر واحدهای سنگ‌شناسی از واحدهای آهکی به رسوبات آبرفتی عهد حاضر نیز می‌باشد. در شمال گسل میانراهان، راندگی صحنه با جهت شیب به سمت شمال خاوری قرار دارد. امتداد این گسل نیز همانند گسل میانراهان به صورت شمال باختری جنوب خاوری می‌باشد (میرزایی و همکاران^۱، ۲۰۰۱) در حوضه‌های ۱۲، ۱۷، ۲۲ و ۲۸، در محل برخورد انشعابات شمالی گسل صحنه با رودخانه دینور رودشکن ایجاد شده است. در شمال حوضه شماره ۱۲، گسل کلویچ سه عدد رودشکن در انشعابات رودخانه دینور ایجاد کرده است، همچنین در قسمت جنوبی این حوضه نیز در مرز واحدهای کنگلومرایی و واحدهای شیلی رودشکن ایجاد گشته است. در شرقی‌ترین قسمت منطقه مورد مطالعه، در حوضه ۱۷ گسل عملکرد گسل دالاخانی و گسل صحنه، در حوضه ۲۲ گسل سویل و گسل کمرزرد، و در حوضه ۲۸ گسل کمرزرد و گسل گرگ‌بیشه، باعث ایجاد رودشکن در انشعابات شمالی رودخانه دینور شده است (شکل ۸).

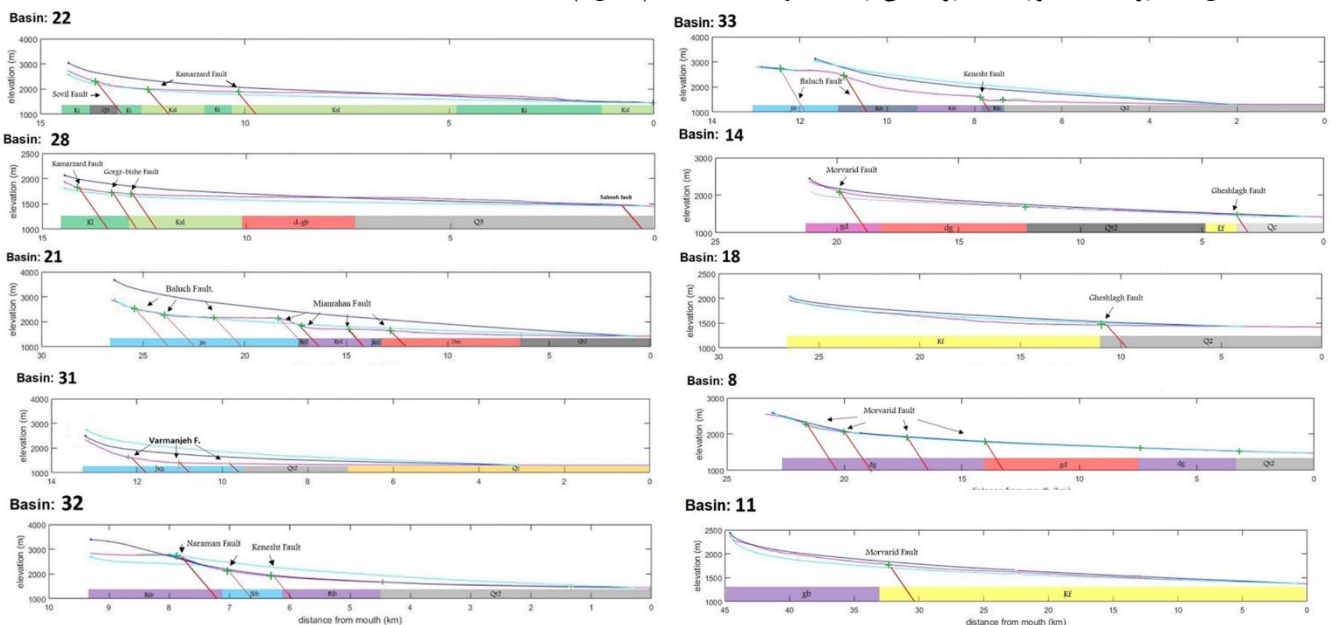


شکل ۸: نیمرخ طولی رودخانه‌های اصلی حوضه‌های شماره ۱۲، ۱۷، ۲۲، ۳۰، ۳۷، ۴۱، ۴۳، ۵۰، ۴۸، ۵۴، ۴۹، ۳۹، ۳۷، ۳۰، ۲۲ و ۲۸. استخراج شده توسط

نرم افزار MATLAB به همراه موقعیت رودشکن‌های گسلی.

¹ Mirzaei et al., 2001

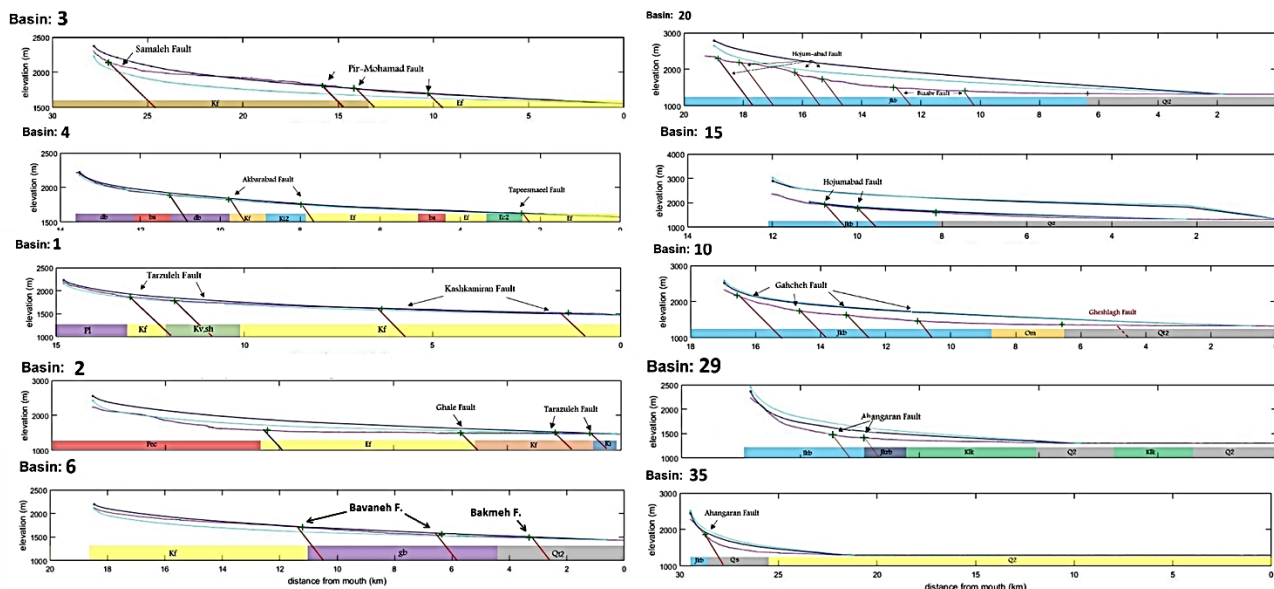
در نواحی مرکزی منطقه مورد مطالعه گسل قشلاق در ادامه گسل میانراهان و گسل مروارید در ادامه گسل صحنه قرار دارند. در جنوب گسل قشلاق، گسل‌های مابین این گسل و گسل کنشت که اکثرا دارای امتداد شمال باختری جنوب خاوری هستند در رودخانه‌های حوضه‌های ۲۱، ۳۱، ۳۲ و ۳۳ رودشکن ایجاد کرده‌اند. در باختر حوضه ۲۱، گسل بلوچ به صورت با امتداد شمال باختری جنوب خاوری، چندین رودشکن در شاخه جنوبی رودخانه دینور، در واحدهای آهکی به سن ژوراسیک ایجاد نموده‌اند. همچنین در باختر این حوضه نیز گسل کمزرد باعث ایجاد رودشکن شده است. هم روند با گسل قشلاق، از غرب به شرق، در شمال حوضه ۳۱ گسل ورمنجه، در حوضه ۳۲ گسل نرمان و گسل کنشت و در حوضه ۳۳ گسل بلوچ و گسل کنشت در محل تلاقی با انشعابات اولیه رودخانه قره‌سو، رودشکن ایجاد نموده‌اند. در حوضه‌های ۱۸ و ۱۴ در محل تلاقی شاخه اصلی گسل قشلاق و رودخانه گاو رود، رودشکن ایجاد شده‌است، در حوضه ۱۴ علاوه بر رودشکن ذکر شده دو رودشکن دیگر نیز مشاهده می‌شود که یکی از آنها مربوط به عملکرد انشعابات گسل مروارید بوده و دیگری در مرز تغییر واحدهای سنگ‌شناسی ایجاد شده است. در حوضه ۸ در جنوب گسل مروارید در اثر عملکرد انشعابات جنوبی این گسل، در محل تلاقی گسل با رودخانه گاو رود، رودشکن ایجاد شده است. همچنین در غرب این حوضه بر اثر تغییرات سنگ‌شناسی از واحدهای مقاوم با جنس دیوریت و گابرو به رسوبات آبرفتی عهد حاضر رودشکن ایجاد شده است. در حوضه ۱۱ نیز فعالیت گسل مروارید و در حوضه ۱۶ انشعابات جنوبی گسل مروارید شامل گسل‌های کمربست و پشت‌پر، در محل برخورد این گسل‌ها با رودخانه دینور ایجاد رودشکن را به همراه داشته است (شکل ۹)



شکل ۹: نیمرخ طولی رودخانه‌های اصلی حوضه‌های شماره ۲۲، ۲۸، ۲۱، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۱۸، ۱۴، و ۱۱، استخراج شده توسط نرم افزار MATLAB به همراه موقعیت رودشکن‌های گسلی.

در باختر منطقه مورد مطالعه در حوضه ۲۰، گسل‌های هجوم آباد و بی‌ابر، رودشکن‌های متعددی را بر روی رودخانه قره‌سو در سازند بیستون ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-۲۸). عملکرد گسل هجوم آباد در حوضه ۱۵ نیز باعث ایجاد رودشکن گشته است

از دیگر گسل‌هایی که در این قسمت از منطقه که فعالیت آن‌ها باعث ایجاد رودشکن شده، می‌توان به گسل‌های گاهچه و قشلاق در حوضه ۱۰ (شکل ۴-۳) و گسل آهنگران در حوضه ۲۹ و ۳۵ اشاره کرد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰ نیمرخ طولی رودخانه‌های اصلی حوضه‌های شماره ۲۹، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۱، ۴، ۳ و ۳۵، استخراج شده توسط نرم افزار MATLAB به همراه موقعیت رودشکن‌های گسلی.

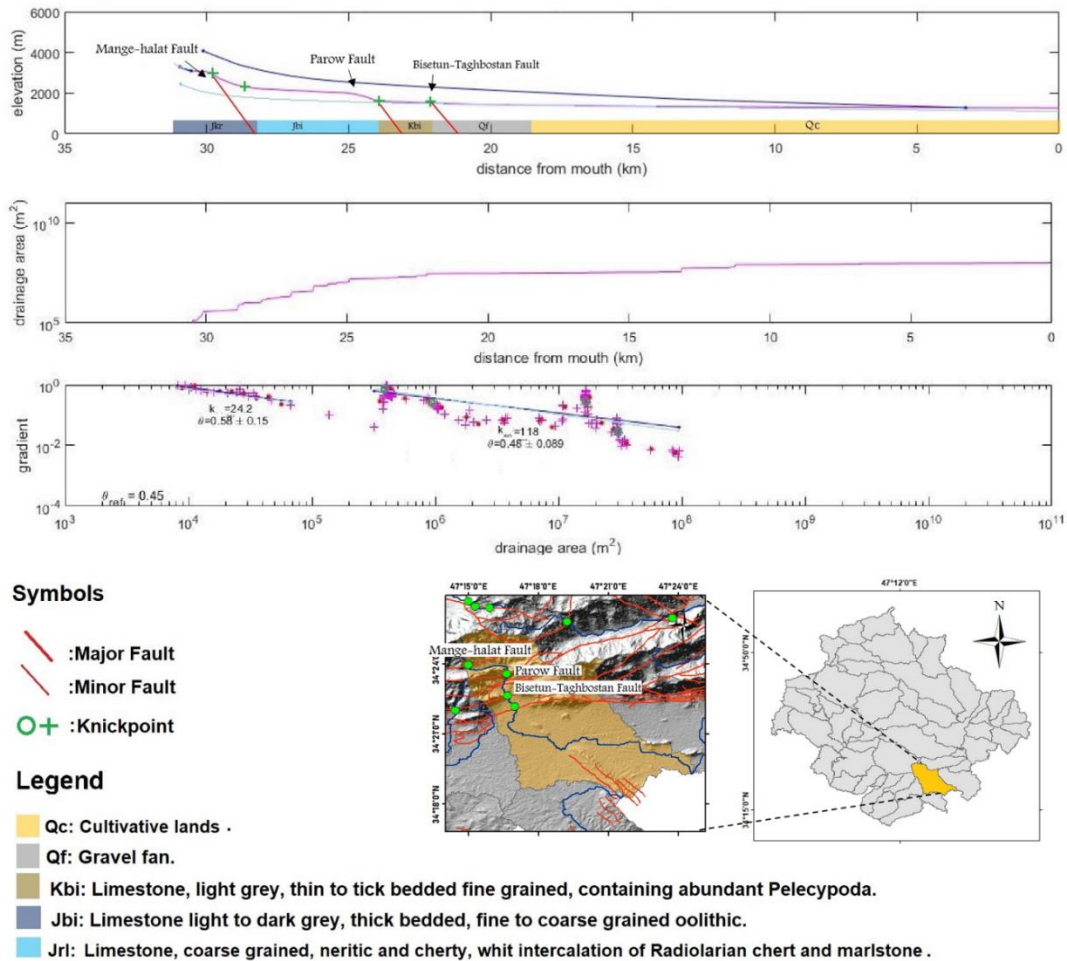
بحث و یافته‌ها

نتایج حاصل از بررسی کمی تغییرات نیمرخ طولی رودخانه و استخراج رودشکن‌ها در ۵۴ حوضه زهکشی، نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بالا در بخش‌های مرکزی و شمالی گستره مورد مطالعه در گسل‌های بیستون-طاقبستان، صحنه و میانراهان می‌باشد. شاخص شیب نرمال (Ksn) و تقعر (θ) که با استفاده از نیمرخ طولی و در نرم‌افزار متلب محاسبه گردید؛ گویای این مطلب است که مقادیر زیاد این شاخص‌ها هماهنگی خوبی با گسل‌های شناخته شده منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند. با استفاده از مقادیر شاخص شیب نرمال در کل منطقه مورد مطالعه، نقشه هم Ksn منطقه با استفاده از روش درون‌یابی IDW برای کل منطقه تهیه گشت. طبق این نقشه قسمت‌های جنوبی منطقه شامل مناطق اطراف گسل‌های بیستون-طاقبستان، منگ‌هلات و پرو تقریباً بیشترین مقدار از این شاخص را نشان می‌دهند. همچنین انشعابات جنوبی گسل‌های میانراهان و قشلاق نیز مقادیر بالایی از این شاخص را دارا هستند. مناطق بین گسل‌های صحنه و میانراهان، مناطق بین گسل‌های مروارید و قشلاق و قسمت‌های جنوب غربی منطقه دارای کمترین مقادیر از این شاخص هستند. در این پژوهش، رودشکن‌های موجود در منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش جدیدی مورد استخراج و سپس با توجه عوامل تاثیرگذار در تشکیل آن‌ها، از یکدیگر تفکیک شدند. در این روش رودشکن‌های واقع در طولانی‌ترین رود هر حوضه با استفاده از نیمرخ طولی به دست آمده از مدل رقمی ارتفاعی هر حوضه در نرم‌افزار متلب، استخراج گردید (Kirby et al., 2007) داده‌ها توسط نرم‌افزار پردازش و اصلاح می‌شوند و سپس با استفاده از نیمرخ طولی رود استخراج رودشکن انجام می‌شود، همچنین برخلاف روش‌های قدیمی، می‌توان رودشکن‌های رودهایی با طول کمتر از ۱۰ کیلومتر را نیز استخراج کرد. درصد بالایی از رودشکن‌های استخراج شده در ارتباط با گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه می‌باشند که می‌توانند تاثیر احتمالی گسل‌ها

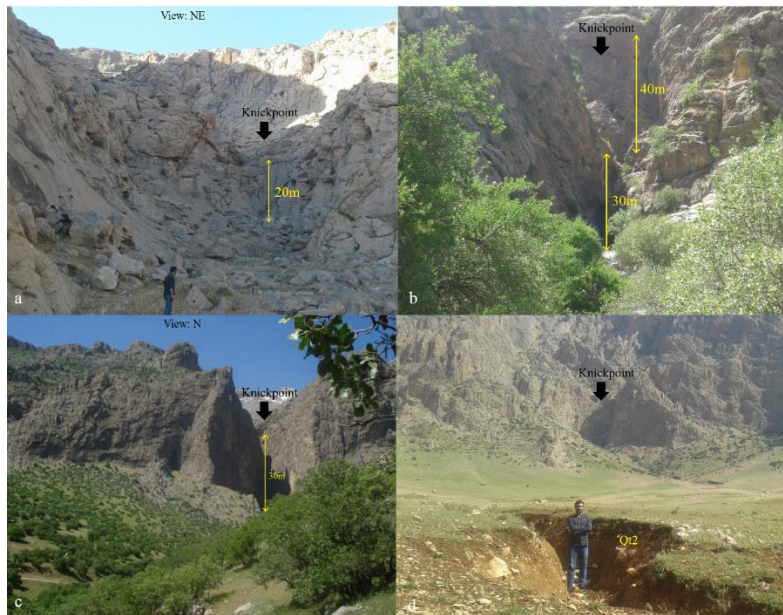
در تغییر شیب بستر رودخانه و فعالیت اخیر آن‌ها را نشان دهند. در جنوبی‌ترین قسمت از منطقه مورد مطالعه چندین رودشکن در اثر عملکرد گسل‌های کوه سفید شیرازی و سراب ایجاد شده‌اند. وجود رودشکن‌های متعدد در حوضه عملکرد راندگی بیستون- صحنه در محل تلاقی گسل با رودخانه فعالیت احتمالی اخیر این گسل‌ها را نشان می‌دهد. رودشکن‌های متعدد در قسمت‌های مرکزی راندگی بیستون- صحنه، در نزدیکی روستای چالابه، و همچنین بالا رفتن شاخص شیب نرمال رودخانه در برخورد با گسل در این منطقه فعالیت بیشتر این قسمت از گسل را نشان می‌دهد (شکل ۱۱) که این شرایط در خاوری‌ترین قسمت گسل پرو در شمال گسل بیستون-طاقبستان نیز مشاهده می‌گردد. گسل منگ‌هلات و قلعه علی از دیگر گسل‌های این منطقه هستند که در محل تقاطع آن‌ها با رودخانه چندین رودشکن استخراج شده است که دارای طول و ارتفاع کمتری نسبت به رودشکن‌های مرتبط با گسل بیستون-طاقبستان هستند. در خاور منطقه مورد مطالعه، قسمت‌های شمالی راندگی صحنه، گسل‌های سویل، دالاخانی و خود گسل صحنه چندین رودشکن را در محل تلاقی با رودخانه دینور ایجاد کرده‌اند که فعالیت این قسمت از راندگی صحنه را نشان می‌دهند. در جنوب گسل صحنه نیز گسل عادی میانراهان مخصوصاً در انشعابات جنوبی خود، با تغییر در شیب بستر رودخانه باعث ایجاد رودشکن شده که تعداد این رودشکن‌ها بسیار کمتر از رودشکن‌های مرتبط با راندگی صحنه می‌باشد. در قسمت‌های مرکزی منطقه در جنوب گسل قشلاق، رودشکن‌های استخراج شده، بیانگر فعالیت گسل‌های ورمنجه، نرمان، کنشت و بلوچ می‌باشند که بالا رفتن مقدار شاخص شیب نرمال و هم‌پوشانی تقریبی رودشکن‌های استخراج شده، این فعالیت را تایید می‌کند. در قسمت‌های شمالی منطقه بیشتر رودشکن‌ها به دلیل تغییر در سنگ‌شناسی ایجاد شده‌اند. هرچند که گسل‌های شمال منطقه نیز چندین رودشکن در محل تلاقی با رودخانه گاو رود ایجاد نموده‌اند که تغییر بسیار چشمگیری نیز در شاخص شیب نرمال ایجاد نشده است. انطباق مکان رودشکن‌ها در مطالعات صحرایی با رودشکن‌های استخراجی توسط نرم‌افزار، بیانگر دقت قابل قبول روش‌های مورد استفاده می‌باشد.

پس از محاسبات کمی تغییرات شیب رودخانه و استخراج رودشکن‌های رودهای موجود در محدوده مورد پژوهش و تهیه نقشه پهنه‌بندی تغییرات شاخص شیب نرمال و موقعیت رودشکن‌های گسلی که نشان‌دهنده فعالیت زمینی ساختی اخیر است، نقشه‌های مورد نیاز ترسیم شدند و در ادامه به منظور تایید نتایج محاسبات انجام گرفته، در مناطق دارای فعال زمین‌ساختی بالا، بازدیدهای صحرایی گسترده از ساختارهای تکتونیکی اصلی و حوضه‌های دارای مقادیر بالای شاخص‌های مذکور و همچنین موقعیت رودشکن‌های استخراج شده، انجام گرفت. در مشاهدات صحرایی شواهد ساختاری از جمله گسل‌های کواترنری متعدد و گسلش و چین خوردگی در واحدهای کواترنری و پلیوکواترنری و شواهد مورفوتکتونیکی شامل رودشکن‌ها، سطوح مثلثی، دره‌های تنگ، چند نسل پادگانه‌های آبرفتی، انحراف آبراهه و چشمه‌های گسلی در نزدیکی گسل‌های فعال مشاهده گردید (شکل ۱۲ و ۱۳). بر اساس نتایج محاسبات کمی نیمرخ طولی رود با تلفیق مقادیر این داده‌ها با موقعیت رودشکن‌های ایجاد شده (شکل ۱۴)، بطور کلی نیمه جنوبی و خاوری منطقه مورد مطالعه دارای فعالیت تکتونیکی نسبی بالاتری نسبت به نیمه باختری و شمالی هستند. پهنه گسلی بیستون-طاقبستان در نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه و پهنه گسلی صحنه-مروارید در خاور منطقه مورد مطالعه دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی می‌باشند. در شمال گسل صحنه در برخورد با انشعابات شمالی گسل صحنه چندین رودشکن با روش کربای استخراج شده است که فعالیت این قسمت از گسل صحنه را نشان می‌دهد. در رودخانه‌های اطراف گسل مروارید چندین رودشکن با روش کربای مورد استخراج قرار گرفته. در شمال پهنه گسلی بیستون-طاقبستان و حوضه‌های باختری منطقه مورد مطالعه و در رودخانه‌های شمال و جنوب منطقه نیز رودشکن‌هایی با روش کربای استخراج گردیده است که فعالیت آن‌ها را نشان می‌دهد. علاوه بر شاخص‌های ریخت‌سنجی، زلزله‌های تاریخی و دستگاهی نیز به عنوان یک شاهد دیگر از فعالیت جوان گسل‌ها استفاده می‌شود. لذا با بررسی موقعیت

زلزله‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه می‌توان تا حدودی حرکات اخیر گسل‌ها را شناسایی کرد. در این مطالعه از زلزله‌های دستگاهی بالای ۲/۵ ریشتر ثبت شده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۵ استفاده شد و موقعیت رو مرکز زلزله‌ها بر روی نقشه‌های پهنه‌بندی شاخص شیب نرمال قرار گرفت (شکل ۱۵)، با توجه به نقشه‌های تهیه شده، بیشترین تمرکز زلزله‌ها در خاور و باختر منطقه مورد مطالعه در اطراف پهنه‌های گسلی بیستون-طاقبستان بوده که دارای همخوانی بالا با شیب نرمال رود دارد، همچنین در قسمت‌های شمالی و باختری منطقه مورد مطالعه نیز همخوانی نسبتاً قابل قبولی بین موقعیت زمین لرزه‌های وقوعی و فعالیت زمین‌ساختی بر اساس مورفولوژی نیمرخ رود مشاهده می‌گردد.



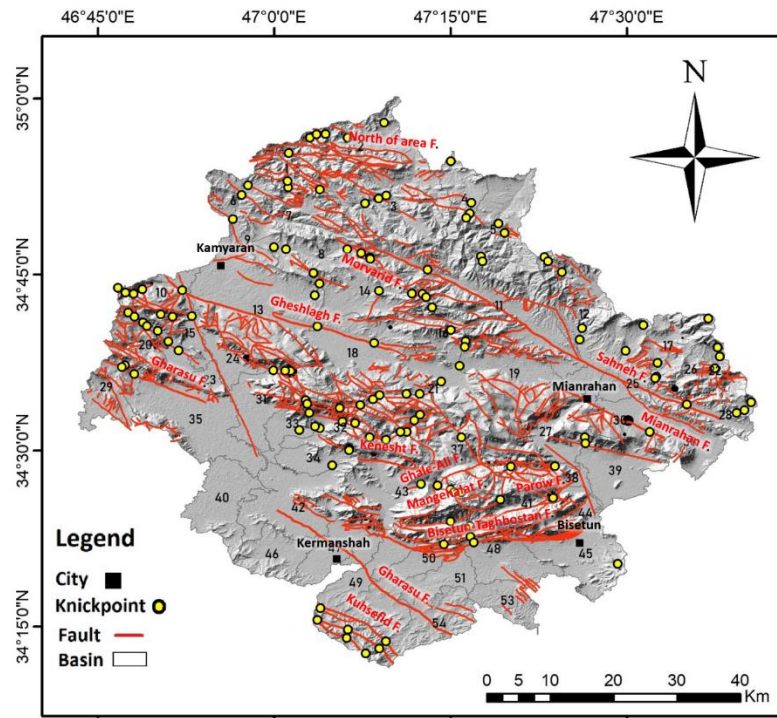
شکل ۱۱: موقعیت رودشکن‌های موجود در محدوده عملکرد گسل‌های زون گسلی بیستون-طاقبستان.



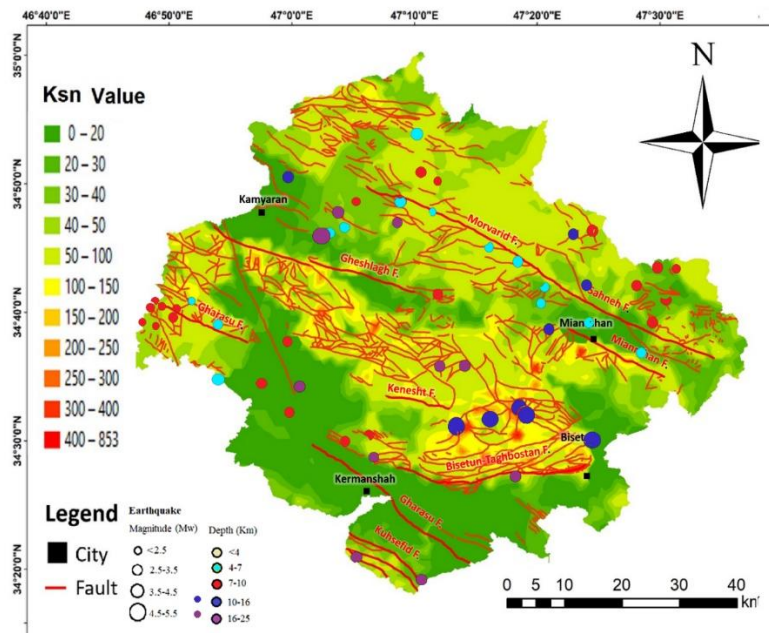
شکل ۱۲: رودشکن‌های موجود در پهنه گسلی بیستون-طاقبستان. (a) شمال کرمانشاه. (b) باختر روستای نجیوران. (c) شمال روستای چالابه. (d) شمال روستای چناره.



شکل ۱۳: شواهد ریخت‌شناسی فعالیت گسل صحنه. (a) چشمه گسلی در خاور روستای امیرآباد. (b) تراس رودخانه‌ای با ضخامت بالا در شمال شهر صحنه (c) رودشکن ایجاد شده در برخورد رودخانه با انشعابات شمالی گسل صحنه در آهک کرتاسه (K^1). (d) بریدگی رسوبات جوان مخروط افکنه (Q^2) توسط رودخانه.



شکل ۱۴: نقشه انطباق رودشکن های استخراج شده با روش کربای و گسل های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۵: موقعیت رومرکز زلزله های دستگاهی موجود در منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه درون یابی شده شاخص شیب نرمال.

نتیجه گیری

۱- فعالیت زمین ساختی کنونی بسیار بالا و بالا در پهنه راندگی بیستون-طاقبستان و پهنه گسلی صحنه-مروارید به عنوان بخشی از گسل اصلی زاگرس (MRF) و فعالیت متوسط و نسبتا بالا در گسل میانراهان و پهنه گسلی کوه سفید به عنوان شاخه ای از گسل تراستی زاگرس (ZTF) در منطقه مورد مطالعه بر اساس نتایج حاصل از تحلیل کمی نیمرخ طولی رود و استخراج رودشکن.

۲- انطباق قابل قبول زمین لرزه های وقوعی با سطح فعالیت تکتونیک بر اساس تغییرات نیمرخ طولی رود به عنوان مطالعات اولیه جهت شناسایی مناطق لرزه خیز و پیش بینی بلندمدت زمین لرزه در مناطق دارای فعالیت زمین ساختی بالا.

منابع

- بابائی، ش و ده بزرگی، م و حکیمی آسی‌ابر، س و حسینی اصل، ا. (۱۳۹۸). بررسی زمین ساخت فعال بر نی‌مرخ طولی رودخانه های البرز مرکزی، نخستین همایش ملی دوسالانه زمین شناسی کوهزاد البرز و دریای خزر، گرگان.
- بهرامی، ش، مقصودی، م، بهرامی، ک، ۱۳۹۰. بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه زهکشی در چهار حوضه آبخیز در زاگرس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۶، ص ۵۱-۷۰.
- ضایعی مقدم، م، ثروتی، م، اصغری، ص، ۱۳۹۱. بررسی تغییرات شکل هندسی رودخانه قزل اوزن با تاکید بر عوامل ژئومورفولوژیک و زمین‌شناسی، جغرافیای و برنامه‌ریزی محلی، شماره ۴۶، صص ۱-۱۴.
- رضائی، ن، حکیمی آسی‌ابر، س، ده بزرگی، م، نوزعی، ر و علی‌انپور، ح. (۱۴۰۲). تکتونیک ژئومورفولوژی جنوب‌خاوری اردبیل، البرز غربی. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۲(۲).
- علی‌انپور، ح، حکیمی آسی‌ابر، س. ده بزرگی، م، نوزعی، ر و رضائی، ن. (۱۴۰۲). ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی بی‌ستون- کامی‌اران بر اساس شاخص‌های مورفوتکتونیک. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۲(۳).
- نوحه‌گر، ا، حسینی‌زاده، م، افشار، ط، ۱۳۸۹. تغییرات ژئومورفولوژیک نی‌مرخ طولی و عرضی علی‌ای رودخانه می‌تاب. فصلنامه علمی پژوهشی انجمن جغرافیای ایران، سال هشتم، شماره ۲۴.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretations. *Tectonophysics*, pp. 211-238.
- Ambili V. and Narayana A.C. (2014) Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology* (217): 37-47,
- Ferraris, F.; Firpo, M. and Pazzaglia, F.G. (2012). DEM analyses and morphotectonic interpretation: The Plio-Quaternary evolution of the eastern-40. Ligurian Alps, Italy, *Geomorphology*, 149-150: 27-40.
- Flint, J.J., (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: *Water Resources Research*, 10, pp. 969-973.
- Flores-Prieto E, Queneherve 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,
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France), 109, pp. 172-180.
- Hack, J.T., (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B, pp. 45-97
- Hack, J.T., (1974). Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp. 421-429.
- Kirby, E. and Ouimet, W.B., (2011). Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. In: Gloaguen, R., Ratschbacher, L. (Eds.), *Growth and Collaps of the Tibetan Plateau*. Geological Society Special Publications, London. 353, pp. 165-188.

- Keller, E. A., Pinter N., 2002. Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall, New Jersey, pp. 362.
- Kirby, E. Whipple, K., (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geological Society of America, 29, p 415-418.
- Kirby, E., Johnson, C., Furlong, K. and Heimsath, A., (2007). Transient channel incision along Bolinas Ridge, California: Evidence for differential rock uplift adjacent to the San Andreas fault, Journal of Geophysical Research, pp. 112.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. and Chen, Z., (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. Journal of Geophysical Research. 108 (B4), pp. 2217.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. and Chen, Z., (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. Journal of Geophysical Research. 108 (B4), pp. 2217.
- Larue, J.P. (2008). Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France), Geomorphology, 93: 343-367.
- Martins, A.A.; Cabral, J.; Cunha, P.P.; Stokes, M.; Borges, J.; Caldeira, B. and Martins, C. (2017). Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: Insights from long profile tributary stream analyses, Geomorphology, 276: 144-163.
- Mirzaei, N., Gheitanchi, M. R., 2002. Seismotectonics of Sahneh fault, middle segment of main recent fault, Zagros mountains, western Iran. J. Earth Space Phys. 28, 1-8 p.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi., 2003. Cretaceous-Tertiary Convergence and Continental Collision Sanandaj – Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences. 21, 397-412 p Ramirez, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms, pp. 23, 317 – 332.
- Pedraza, A.; Pérez-Peña, J.V.; Galindo-Zaldívar, J.; Azañón, J.M. and Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain), Geomorphology, 105: 218-231.
- Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., (2008). Fold evolution and drainage development in the Zagros Mountains of Fars Province, SE Iran. Basin Research, 20, p 23-48.
- Schumm, S. A., Dumont, J. F., Holbrook, J. M., (2002). Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, Cambridge, 292 p.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., (2002). "Active tectonics and alluvial rivers". Cambridge University Press, Cambridge, pp. 276.
- Vikrant Jain, S. (2018). Geomorphic effectiveness of a long profile shape and the role of inherent geological controls in the Himalayan hinterland area of the Ganga River basin, India, Geomorphology, 304: 15-29.
- Whipple, K.X. and 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, 104 (B8), pp. 17661-17674.
- Whipple, K.X., (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, pp. 151-185.
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A. and Crosby, B.T., (2013). Bedrock rivers. In Treatise on Geomorphology, 1824 Schroder J and Wohl E (eds). Academic Press: San Diego, CA, pp. 550-573.
- Willett, S.D., (2010). Erosion on a line. Tectonophysics, 484, pp. 168-180.