

بررسی زمین ساخت فعال دامنه جنوبی البرز مرکزی با استفاده از شاخصهای

ژئومورفولوژیکی

معصومه اعلائی؛ دکتری تکتونیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

علیرضا ندیمی*؛ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

همایون صفایی؛ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب البرز مرکزی واقع شده و دارای گسل‌های مهمی از جمله گسل‌های شمال تهران، مشا طالقان، ایپک و اشتیارد می‌باشد. این گسل‌ها مسبب رخداد زمین‌لرزه‌های مهم تاریخی و دستگاهی متعددی در منطقه می‌باشند. در این پژوهش از شاخص‌های ژئومورفولوژی به عنوان ابزارهای مهم اندازه‌گیری میزان فعالیت زمین‌ساخت برای بررسی نرخ فعالیت زمین‌ساختی در منطقه استفاده شده است. در این پژوهش با استفاده از نرم افزار ArcGIS10.5 و مدل رقومی ارتفاعی (DEM) ۳۰ متر، شاخص‌های ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص گرادیان طولی رود (SL) اندازه‌گیری شده و به کمک نرم افزار Matlab مقادیر شاخص تقعر و شیب نرمال در پروفیل‌های طولی رود محاسبه شده و در نهایت زمین‌ساخت فعال در حوضه‌های جنوبی البرز مرکزی مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به رده‌بندی سطح فعالیت زمین‌ساختی به دست آمده از شاخص‌های ژئومورفولوژی، منطقه مورد مطالعه در مناطق منطبق با گسل‌های شمال تهران، مشا، طالقان، امام زاده داوود و ایپک دارای سطح فعالیت زمین‌ساختی بالایی می‌باشد که همخوانی بسیار زیادی با مشاهدات صحرائی و زمین‌ریخت‌های به دست آمده از برداشت‌های میدانی دارند.

کلید واژه: البرز مرکزی، حوضه زهکشی، زمین‌ساخت فعال، شاخص‌های ژئومورفولوژی.

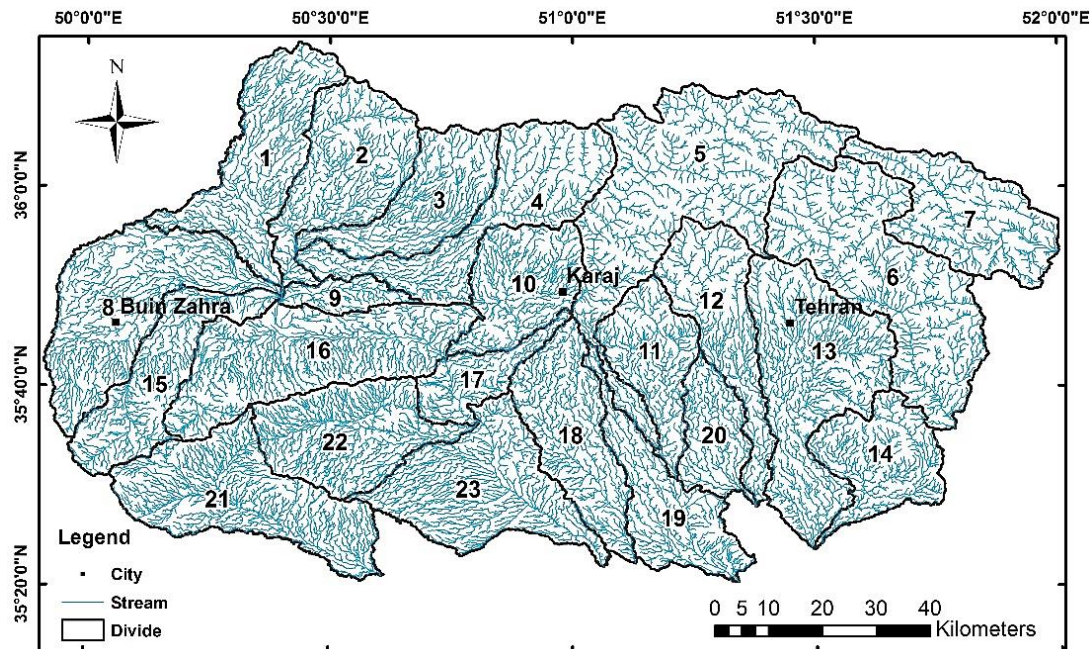
* a.nadimi@sci.ui.ac.ir

مقدمه

بخش باختری کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا حاصل برخورد قاره‌ای بین ورقه‌های عربی و اوراسیا می‌باشد که موجب شکل‌گیری سیستم کوهزایی البرز در بخش شمالی فلات ایران شده است (Madanipour et al., 2013). حرکات رو به شمال ایران مرکزی و نیز رو به جنوب‌باختر حوضه‌ی کاسپین جنوبی موجب ایجاد همگرایی مورب شده است و یک دگرریختی مداوم را در البرز ایجاد کرده است که با ترکیبی از حرکات گسل‌های امتدادلغز چمبر (در حدود ۳ الی ۷ میلیمتر در سال به ترتیب در قسمت‌های خاوری و مرکزی- باختری سیستم کوهزایی) و گسلش راندگی (در حدود ۲ الی ۶ میلیمتر در سال به ترتیب در قسمت‌های خاوری و مرکزی- باختری) سازگار شده است (Djamour et al., 2010, Guest et al., 2006). وجود این دو سازوکار همزمان سبب ایجاد یک رژیم ترفشارشی (با راستای فشاری NNE-SSW) در البرز شده است که با توجه به داده‌های ترازایی دقیق در البرز مرکزی میزان نرخ فعلی برخاستگی و فعالیت زمین‌ساختی در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی نسبت به دامنه‌های شمالی بیشتر است (Saberi et al., 2017). منطقه مورد مطالعه در جنوب البرز مرکزی قرار داشته و در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه و تهران واقع شده است (شکل ۱). این منطقه دارای گسل‌های فعال و مهمی است که غالباً دارای راستاهای خاوری- باختری همچون گسل‌های طالقان، شمال تهران، اشتهارد، ایپک و راستای شمال باختری - جنوب خاوری مانند گسل‌های مشا و امامزاده داوود با سازوکار فشاری همراه با مولفه راستالغز می‌باشند. با توجه به اینکه شکل و عملکرد رودخانه‌ها تحت تاثیر فرایندهای زمین‌ساختی تغییر میکند (Holbrook and Schumm, 1999) (Schumm et al., 2002)، لذا تعیین تغییرات حاصل از زمین ساخت فعال در رودها و حوضه‌های آبریز با استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی آشکارکننده ساختارهای فعال در منطقه می‌باشد (Keller and Pinter, 2002). مطالعه و بررسی الگوهای زهکشی، اطلاعات مهم و سودمندی در مورد گسترش و تکامل ساختاری منطقه فراهم می‌آورد (Walker, 2006). در این مطالعه، از ویژگی‌ها و شاخص‌های نوین ریخت‌سنجی برای تفسیر و بررسی کمی زمین ساخت فعال در حاشیه‌ی جنوبی البرز مرکزی استفاده شده است. شاخص‌های مورد بررسی شامل شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Hierarchical anomaly index)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص گرادیان طولی رود (SL) و شاخص شیب (Ksn) می‌باشد.

مواد و روش ها

محاسبه شاخص‌های ریخت‌سنجی نیازمند استخراج آبراهه‌ها و حوضه‌های آبریز در منطقه می‌باشد، برای شروع کار در ابتدا مدل رقومی ارتفاعی (DEM) (سنجنده Aster با دقت ۳۰ متر) در محیط GIS و با استفاده از برنامه Arc Hydro آماده‌سازی شده و آبراهه‌های محدوده مورد مطالعه با استفاده از آن استخراج گردید و سپس با توجه به تراکم آبراهه‌های محدوده و با کمک برنامه Arc Hydro حوضه‌بندی منطقه انجام گرفت. با توجه به وجود جاده‌های متعدد شهری و بین شهری و ساخت و سازهای بزرگ مقیاس در منطقه، آبراهه‌های استخراج شده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) (سنجنده Aster با دقت ۳۰ متر) دارای انحرافات متعددی بود که اصلاحات مورد نیاز با استفاده از تصاویر ماهواره ای (Google Earth) و نقشه‌های توپوگرافی انجام گردید، و در نهایت فایل آبراهه‌ها و حوضه‌ها برای محاسبه شاخص‌ها آماده شد (شکل ۲). به منظور شناسایی گس‌های منطقه، از تکنیک سنجش از دور استفاده شده و برای این منظور از بازسازی تصاویر ماهواره ای ETM^+ استفاده گردید.



شکل ۲: حوضه‌ها و آبراهه‌های استخراج شده در محدوده مورد مطالعه.

- شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)

این شاخص براساس تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی (Hierarchical anomaly number) محاسبه می‌شود (Ciccacci et al., 1986; Guarnieri and Pirrotta, 2008). در یک حوضه زهکشی کوچک‌ترین انشعاب با رده ۱ مشخص می‌شود. در جایی که دو آبراهه رده ۱ به هم می‌پیوندند، یک آبراهه رده ۲ و در محل اتصال دو آبراهه رده ۲، آبراهه رده ۳ تشکیل می‌شود و این روند تا آخرین رده موجود ادامه می‌یابد. زمانی که یک آبراهه به یک رده بالاتر از خود وارد می‌شود دارای نظم سلسله مراتبی است همانند وقتی که آبراهه رده ۱ به آبراهه رده ۲ وارد می‌شود (Horton, 1945). وارد شدن یک رده آبراهه به آبراهه دو یا چند رده بالاتر از خود، ناهنجاری سلسله مراتبی نامیده می‌شود. برای مثال زمانی که آبراهه رده ۱ وارد آبراهه‌های رده ۳، ۴ و بالاتر شود ناهنجاری سلسله مراتبی دارد. ویژگی سلسله مراتبی، آبراهه‌ها امروزه بسیار مورد توجه قرار گرفته و در بررسی حوضه زهکشی و ارتباط آن با زمین‌ساخت فعال استفاده می‌شود (Singh et al., 2014). تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی (H_a) به صورت زیر محاسبه می‌شود (Ciccacci et al., 1986):

$$H_{a_{i \rightarrow j}} = 2^{(j-2)} - 2^{(i-1)}$$

در رابطه بالا، (H_a) تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی، (i) رده آبراهه پایین‌تر و (j) رده آبراهه بالاتر است. پس از تعیین تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی برای هر رده، تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی کل حوضه با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

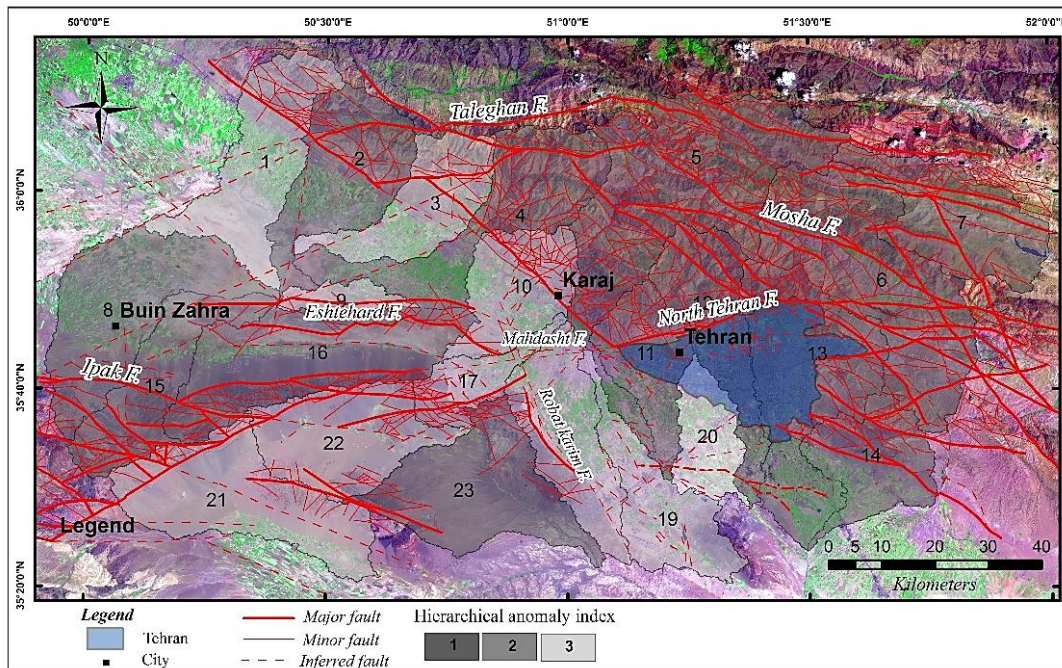
$$\text{Hat} = \sum (H_{a_{i \rightarrow j}} \times N_{s_{i \rightarrow j}})$$

در این رابطه ($N_{s_{i \rightarrow j}}$) تعداد کل آبراهه‌هایی است که به آبراهه‌های رده بالاتر از خود وارد شده‌اند. با استفاده از تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی کل حوضه، شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی به صورت زیر محاسبه می‌شود (Guarnieri and Pirrotta, 2008):

$$\Delta a = \text{Hat} / N1$$

در رابطه بالا، (Δa) شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی و ($N1$) تعداد کل آبراهه‌های رده ۱ حوضه است. به منظور محاسبه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)، هر رده از آبراهه‌های حوضه‌ها مشخص شد، تعداد هر رده مشخص و تعداد ناهنجاری هر رده تعیین گردید. تعداد ناهنجاری کل حوضه محاسبه شد و و سرانجام شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی برای هر حوضه اندازه‌گیری شد.

فعالیت زمین ساختی بر روی این شاخص بسیار تاثیرگذار است و با افزایش میزان فعالیت زمین ساختی این شاخص مقادیر بیشتری در حوضه‌ی زهکشی نشان می‌دهد (Guarnieri and Pirrotta, 2008). این شاخص در سه رده به لحاظ فعالیت زمین ساختی طبقه‌بندی شد: رده 1 شامل مقادیر 1 و بیشتر ($\Delta a \geq 1$) که فعالیت بالای زمین ساختی را نشان می‌دهد، رده ۲ شامل مقادیر 1 تا $0.5 (0.5 \leq \Delta a < 1)$ که بیان گر فعالیت متوسط زمین ساختی است و رده ۳ شامل مقادیر کم تر از $0.5 (\Delta a < 0.5)$ که نشان دهنده حوضه‌های با فعالیت زمین ساختی کم است (شکل ۳).



شکل ۳: نقشه‌ی پراکندگی مقادیر شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در محدوده مورد مطالعه.

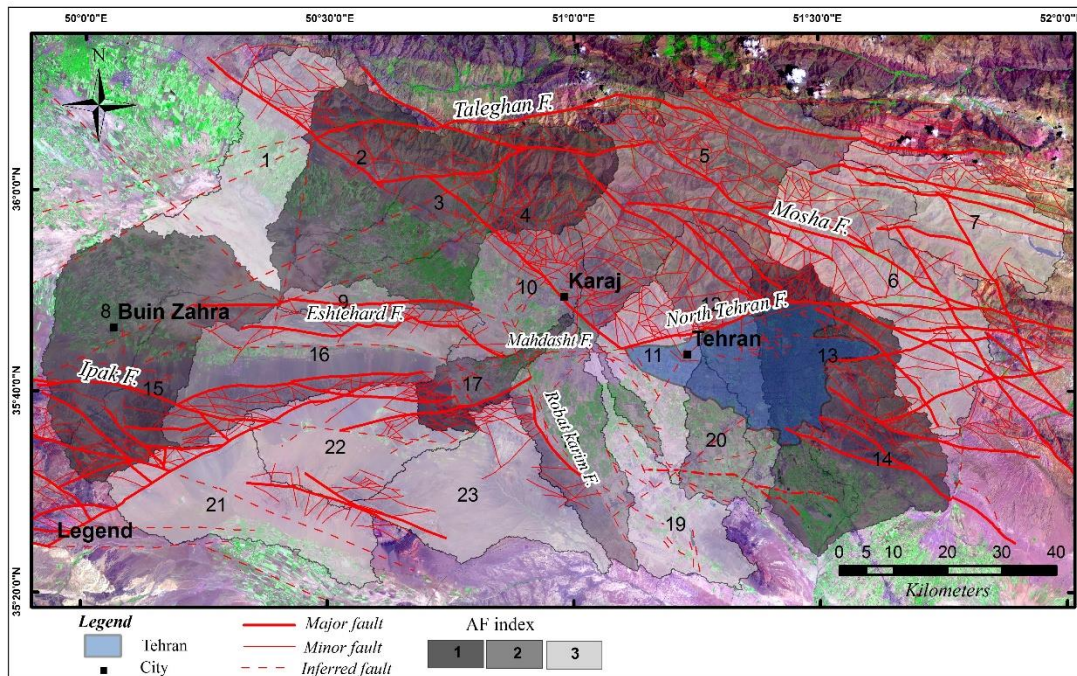
دامنه تغییرات شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در منطقه بین 0.43 تا $2/55$ است. با استفاده از مقادیر محاسبه شده برای این شاخص، نقشه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در گستره مورد مطالعه در نرم افزار Arc GIS ترسیم شد. نتایج حاصل از شاخص ریخت‌سنجی فوق در حوضه‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که مقادیر بالای این شاخص در حوضه‌هایی است که منطبق با گسل‌های گستره می‌باشند (شکل ۳). طبق نتایج حاصل از شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی، تمامی حوضه‌ها به جز حوضه ۲۰ رده ۱ و ۲ فعالیت زمین ساختی را نشان می‌دهند که از میان آن‌ها حوضه‌های ۴، ۵، ۶، ۷، ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴ که منطبق بر گسل‌های فعال شمال تهران، مشاء، امام زاده داوود و حوضه‌های ۸، ۱۵ و ۱۶ که شامل گسل‌های جنوب باختر گستره و زون گسلی ایپک می‌باشند، رده ۱ فعالیت زمین ساختی را نشان می‌دهند.

- شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)

شبکه‌های زهکشی نسبت به تغییرات زمین‌ساختی و کج‌شدگی‌های ساختاری حوضه‌ها واکنش نشان می‌دهند. از نظر کیفی و کمی شکل هندسی شبکه رودها را می‌توان با استفاده از روش‌های مختلف بررسی کرد. در مناطقی که فعالیت زمین‌ساختی بالاست، شبکه‌ی زهکشی اغلب دارای شکل هندسی و الگوی متمایزی می‌باشد. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) یکی از شاخص‌های مهم، برای تعیین کج‌شدگی زمین‌ساختی حوضه‌های زهکشی است که از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (Keller and Pinter, 2002):

$$AF=100 (A_r/A_t)$$

در رابطه‌ی فوق A_r مساحت سمت راست حوضه زهکشی می‌باشد که با توجه به نگاه به سمت پایین رود از سمت بالادست انتخاب می‌شود و A_t مساحت کل حوضه است. هر چقدر AF به عدد ۱۰۰ نزدیک باشد نشان‌دهنده‌ی کج‌شدگی حوضه به سمت چپ و هرچقدر به صفر نزدیک شود نشان‌دهنده‌ی کج‌شدگی به سمت راست می‌باشد. برای شبکه رودی که تشکیل شده و تداوم جریان در حالت ثابتی وجود AF باید برابر با ۵۰ باشد. در این روش فرض بر این است که کنترل‌کننده‌های سنگ‌شناسی و شرایط اقلیمی و اکولوژیکی هیچ‌گونه تاثیری بر روی عدم تقارن حوضه ندارند. در این مطالعه مساحت سمت راست (AF) و مساحت کل (At) حوضه در محیط Arc GIS اندازه‌گیری شد و شاخص AF برای ۲۳ حوضه در منطقه محاسبه گردید و طبق مقادیر بدست آمده رده‌ی فعالیت زمین‌ساختی ۱ تا ۳ به حوضه‌ها داده شد و مقادیر AF برای رده‌ی ۱، $Af \geq 65$ or $Af \leq 35$ ، برای رده ۲، $57 < Af < 65$ or $43 > Af > 35$ و برای رده‌ی ۳، $43 \leq Af \leq 57$ (El Hamdouni et al., 2008) می‌باشد (شکل ۴).



شکل ۴: نقشه ی رده بندی شاخص Af در محدوده مورد مطالعه

- شاخص تقعر (concavity index) و شیب نرمال (normalized steepness index)

شاخص تقعر و شیب نرمال به کمک نیمرخ طولی رودخانه قابل محاسبه می باشد. اولین بار نیمرخ طولی رودخانه (Hack, 1957) به صورت رابطه ی بین طول و مساحت رودخانه بیان شد:

$$A = K_a L^h$$

در رابطه ی فوق، (A) مساحت رودخانه، (L) طول رودخانه، (h) و (K_a) ضرایب تجربی می باشند. در شرایط عادی و پایدار که هیچ گونه فعالیت زمین ساختی جدید در منطقه نیست نیم رخ طولی رود در تعادل با شرایط آب وهوایی، سنگ شناسی و زمین شناختی منطقه است و این شرایط باید در زمان طولانی یکنواخت باشند ولی با توجه به این که در مقیاس زمانی شرایط زمین ساختی و آب وهوایی تغییر می کنند لذا حالت پایدار کامل وجود ندارد. در حالت پایدار نیمرخ رود بر اساس رابطه بین شیب کانال (S) و مساحت بالادست حوضه (A) به دست می آید که قانون فلینت (Flint's law) نامیده می شود (Flint, 1974).

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

در این رابطه، (S) مقدار شیب، (k_s) شاخص شیب، (A) مساحت و (θ) شاخص تقعر است.

تغییر در مقدار بریدگی رود که به دلیل متفاوت بودن میزان فرسایش پذیری رسوبات کف رودخانه و یا بالا آمدن سنگ بستر است باعث می شود مقادیر شاخص شیب (K_s) در طول رود متغییر باشد (Kirby et al., 2003). در حالت پایدار رابطه مستقیم بین نرخ فرسایش و بالا آمدگی سنگ بستر با مقدار شاخص شیب (K_s) رودخانه وجود دارد.

$$K_s = (E/K)^{1/n}$$

در رابطه فوق، (K) ضریب فرسایش، (E) بالا آمدگی سنگ بستر و n توان مثبتی است که در ارتباط با فرآیند غالب فرسایشی منطقه می باشد (Whipple and Tucker, 1999; Kirby et al., 2003; Safran et al., 2005; Wobus et al., 2006). این رابطه نشان می دهد که در نواحی با نیم رخ پایدار رودخانه که در آن حفر قائم رودخانه مقدار بالا آمدگی را متعادل میکند نرخ بالا آمدگی منطقه متفاوت می باشد (Kirby and Ouimet, 2011). بین میزان تقعر (θ) و شاخص شیب (K_s) رابطه ی نزدیکی وجود دارد به طوری که هرگونه تغییر در مقدار شاخص تقعر باعث تغییرات گسترده ای در مقدار شاخص شیب می شود. مقدار تقعر بین $0.03-0.06$ متغیر است، اما تا مقدار $1/6$ در برخی کانال ها اندازه گیری شده است. برای تعدیل میزان تقعر و مقایسه شیب های رودهای مختلف با یکدیگر، مقدار شاخص شیب با توجه به شاخص تقعر مرجع (θ_{ref}) نرمال شده است (Kirby and Whipple, 2001). برای حاصل شدن نتایجی با اعتبار بیشتر، شاخص شیب نرمال شده ($K_s n$) با مقدار شاخص تقعر مرجع که برابر است با 0.45 اندازه گیری گردیده است. حالت متعادل در محدوده کانال رودخانه به وسیله مقایسه نیم رخ های واقعی با نیم رخ های محاسبه شده در حالت پایدار تعریف می شود. نیم رخ متعادل با ترکیب روابط بالا و با کمک قانون هک به دست می آید و نشان دهنده ی برابر بودن میزان فرسایش و بالا آمدگی در طول کل رودخانه است (Willett, 2010)، همچنین نیم رخ متعادل نشان می دهد که مقدار شاخص تقعر برابر با 0.45 برای منطقه است. در این شرایط مقدار تقعر، میزان ذاتی تقعر است که نسبت مساحت و شیب را شامل می شود که بر اساس قانون قدرت جریان، ایجاد می شود (Snyder et al., 2000; Whipple and Tucker 2002; Kirby et al., 2003). اطلاعات مسافت- منطقه از مدل رقومی ارتفاعی منطقه مورد مطالعه استخراج می شود و با استفاده از آنها پارامترهای قانون هک به وسیله ابزار رودخانه بدست می آید. با اعمال فرمول خطی ($y=ax+b$) به نمودار مسافت- منطقه، مقدار $K_a=10^b$ و $h=a$ حاصل شده است. برای به دست آوردن قدرت جریان در هر نیم رخ طولی واحد، این مقادیر و ضرایب در نرم افزار متلب (Matlab) مورد استفاده قرار گرفته اند. بهترین نیم رخ مورد استفاده از تطابق نرخ بالا آمدگی ($U=E$) و یا فرسایش پذیری (K) و نرخ پیش بینی شده بدست آمده است. تقعر و شیب با مقدار شاخص تقعر مرجع در نرم افزار متلب (Matlab) به دست آمد. مقادیر کم شاخص تقعر و شیب زیاد بیانگر مرحله جوانی و وجود تکتونیک فعال در تحول چشم اندازهای ژئومورفیکی است و

بالعکس (Shahzad & Gloaguen, 2011). نتایج حاصل از شاخص تقعر و شاخص شیب نرمال در حوضه‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد بیشترین شاخص شیب نرمال در حوضه‌های ۳، ۴، ۵، ۶، ۱۱، ۱۲، ۱۳ می‌باشد که بخش‌هایی از گسل‌های شمال تهران، مشا، طالقان، امامزاده داوود در این حوضه‌ها واقع شده است، همچنین شاخص تقعر بدست آمده در این حوضه‌ها در بخش‌هایی که رودخانه‌های حوضه‌های آبریز متاثر از گسل‌های ذکر شده می‌باشند مقادیر پایینی نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۵) که نشان دهنده‌ی بالآمدگی منطقه و فعالیت زمین‌ساختی اخیر است. در حوضه‌های ۸، ۱۵ و ۱۶ واقع در بخش باختری گستره مورد مطالعه، در بخش‌های جنوبی حوضه‌ها که آبراهه‌ها تحت تاثیر زون گسله ایپک می‌باشند مقادیر شاخص تقعر بدست آمده ۰/۲-۰/۶ بدست آمده و حاکی از فعالیت اخیر زمین‌ساختی در این مناطق است.

- شاخص گرادیان طولی رود (SL)

شاخص گرادیان طولی رود دارای ارتباط مستقیم با قدرت آبراهه است که به مقدار دبی و شیب بستر وابسته است. شیب کانال معمولاً بر روی شیب سطح آب تاثیر زیادی دارد و لذا شاخص SL به تغییرات شیب حساس است و این مسئله موجب شده تا بتوان میزان ارتباط فعالیت زمین‌ساختی را با مقاومت سنگ و توپوگرافی فراهم کرد. شاخص گرادیان طولی رود با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$SL = (\Delta H / \Delta Lr) Lsc$$

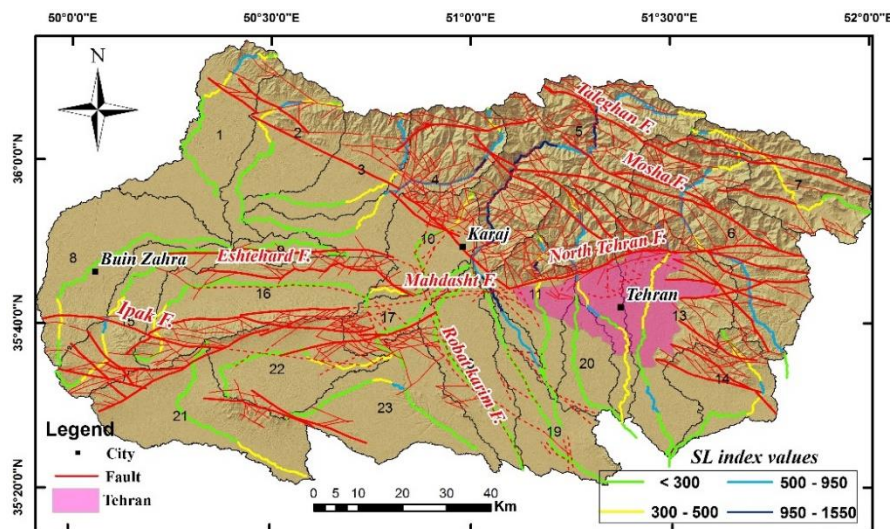
در رابطه فوق، $(\Delta H / \Delta Lr)$ شیب کانال یا گرادیان مسیر مشخص شده می‌باشد که ΔH نشان دهنده‌ی اختلاف ارتفاع بین خطوط تراز بر روی رود و ΔLr فاصله آن دو خط تراز می‌باشد، Lsc ، طول کل کانال از سرچشمه تا جایی که شاخص ارزیابی می‌شود (Hack, 1973). برای محاسبه شاخص (SL) برای هر یک از آبراهه‌های موجود در ۲۳ زیر حوضه، لایه آبراهه‌ها در محیط Arc GIS 10.5 افزوده شده و مقادیر Lsc و $(\Delta H / \Delta Lr)$ اندازه گیری شد. سپس، با توجه به مقدار (SL) به هر قطعه از آبراهه که فاصله بین نقطه میانی دو خط تراز مجاور با ارتفاع معین (جایی که شاخص شروع به ارزیابی شده) تا مرتفع‌ترین نقطه کانال را شامل می‌شود، یک رنگ مشخص اختصاص یافته است، که مقادیر کوچک تر از ۳۰۰ رنگ سبز، ۳۰۰-۵۰۰ رنگ زرد، ۵۰۰-۹۵۰ رنگ آبی روشن، ۹۵۰-۱۵۵۰ رنگ آبی تیره دارند (El Hamdouni et al., 2008). در نهایت، لایه آبراهه‌ها با مقادیر مشخص SL، بر روی مدل ارتفاع رقومی قرار داده شده و نقشه شاخص (SL) تهیه گردید (شکل ۵).

جدول ۱: مقادیر متوسط شاخص شیب نرمال و تقعر در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه (اعداد لاتین نشان دهنده‌ی اندازه‌گیری این شاخص‌ها در بخش‌های مختلف آبراهه اصلی است).

Basin no.	Area(km)	θ^1	Ksn^2
1	594.3	0.51	80.8
2I	555	0.58	92.3
2II		0.4	89
3I	422.6	0.15	120
3II		0.4	153
3III		0.7	95.1
3 IV		1.1	34.4
4I	630.5	0.25	149
4II		0.56	115
5I	1188.5	0.11	129
5II		1.6	109
5III		0.36	119
5 IV		0.2	112
5V		0.4	169
6I	996.2	0.32	55.5
6II		0.42	129
7	542.4	0.43	86
8	733.6	0.51	46.4
9	115.2	0.44	5.5
10I	409.7	0.036	101
10II		0.86	45.1
11I	360.3	0.4	158
11II		1.4	70
12I	472.4	0.41	124
12II		1	95.5
13I	838	0.4	106
13II		0.66	103
14	400.8	0.3	79
15	458	0.23	75
16	802.1	0.6	18.8
17	212.4	0.17	5.9
18	500.1	0.26	15.4
19	416	0.33	13
20	255.4	0.38	14
21	720.8	0.32	21.5
22	546.9	0.39	30.7
23	668.6	0.41	23

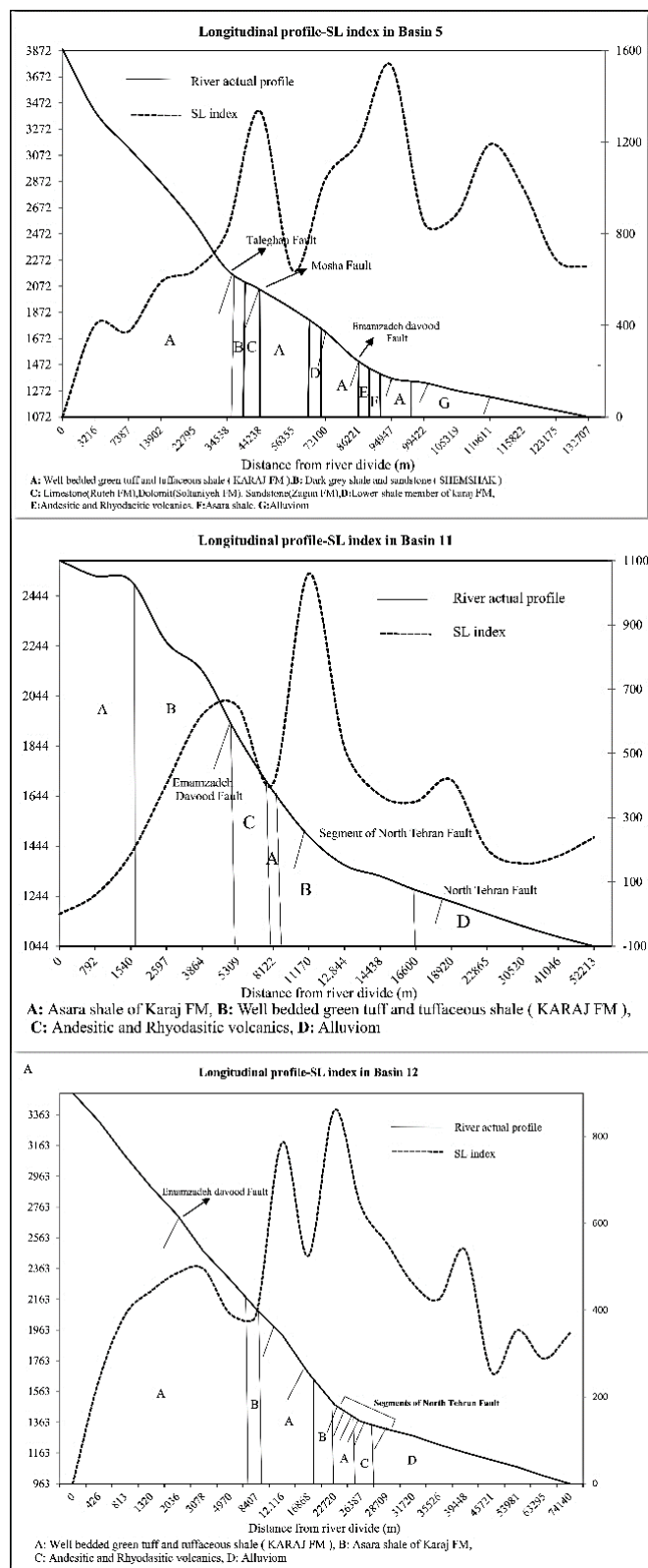
¹ Concavity index

² normalized steepness index

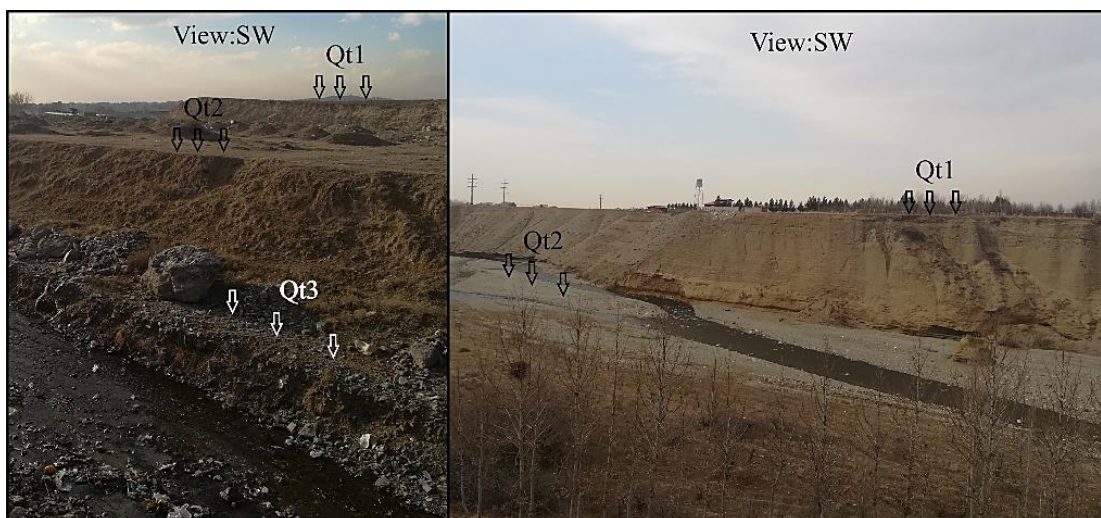


شکل ۵: نقشه طبقه بندی شاخص SL در محدوده مورد مطالعه.

با در نظر گرفتن جنس سنگ دره‌های رودخانه‌ای، مقادیر کم یا زیاد ناهنجاری شاخص SL می‌تواند نشان‌دهنده‌ی فعالیت زمین-ساختی باشد، به طوری که در سنگ‌های با مقاومت پایین به دلیل کاهش شیب کانال مقدار این شاخص پایین است و مقدار بالای شاخص در این رسوبات نشان‌دهنده‌ی فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد. رسوبات موجود در منطقه به ۵ رده مقاومتی تقسیم‌بندی شده‌اند که در آن واحدهای کواترنری دارای مقاومت خیلی پایین، ژیبس، مارن، سیلتستون و شیل دارای مقاومت پایین، شیست و توف دارای مقاومت متوسط، آهک، ماسه‌سنگ، دولومیت و کنگلومرای سخت شده دارای مقاومت بالا و سنگ‌های آذرین دارای مقاومت خیلی بالا در نظر گرفته شده است. بیشترین مقادیر شاخص SL به ترتیب در حوضه‌های ۵، ۱۳، ۱۱، ۴، ۱۲، ۶، ۷، ۳، ۱۵، ۲۳، ۱۴، ۱، ۲، ۱۰، ۱۶ و ۸ اندازه‌گیری شده است. با توجه به نتایج بدست آمده، مقادیر بالای SL منطبق با قطعات گسلی فعال همانند گسل‌های شمال تهران، مشا، طالقان، امام زاده داوود و ایپک می‌باشد. بیشترین مقدار SL بر روی آبراهه‌ی حوضه شماره ۵ اندازه‌گیری شده است. جنس سنگ‌های زیرین آبراهه در قسمت شمالی این حوضه شامل شیل با میان لایه‌های ماسه‌سنگ توفی و سیلتستون و توفیت همراه با داسیت و آندزیت ائوسن و در قسمت جنوبی (پایین دست) شامل رسوبات کواترنری (دارای مقاومت کم) است، این مقادیر بالا با قطعات گسلی موجود در حوضه که از مهمترین آنها ادامه‌ی گسل شمال تهران به سمت گسل ماهدشت است و با رسوبات کواترنری پوشیده شده است، هماهنگی دارند (شکل ۶). در سه نیم‌رخه که برای نمونه از رودخانه‌های حوضه‌های ۵، ۱۱ و ۱۲ گرفته شده است نمودار SL در دشت (شامل رسوبات کواترنری) نیز ناهنجاری بالا را نشان می‌دهد. این مقادیر نشان‌دهنده‌ی عملکرد گسل‌های پنهان پوشیده شده با آبرفت است.



شکل ۶: نمودار نیمرخ‌های طولی آبراهه‌های شماره ۵، ۱۱ و ۱۲ همراه با مقادیر شاخص (SL)

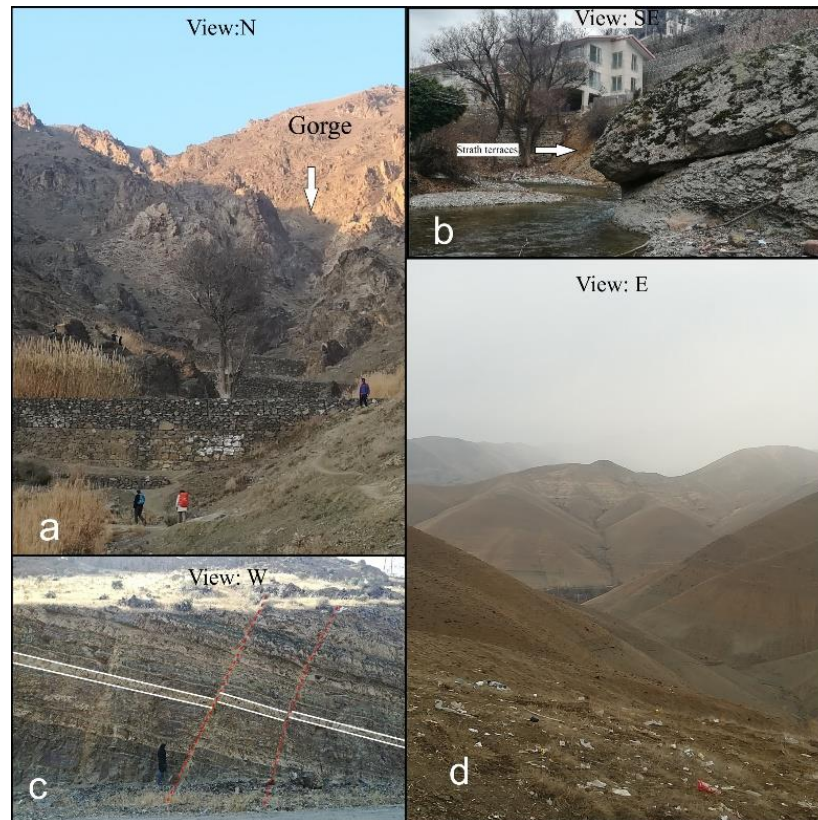


شکل ۷: پادگانه‌های آبرفتی چندگانه و مرتفع در شمال غرب شهر کرج

بحث و نتیجه گیری

در این پژوهش از شاخص‌های جدید ژئومورفولوژی برای ارزیابی فعالیت زمین‌ساخت نسبی در منطقه مورد مطالعه استفاده شد. نتایج حاصل از رده‌بندی شاخص‌های مختلف ژئومورفولوژیکی به همراه مشاهدات صحرایی و همچنین مطالعات پیشین نشان دهنده فعالیت‌های اخیر زمین‌ساختی می‌باشد. مقادیر بالای شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در اکثر حوضه‌ها که منطبق با گسل‌های شمال تهران، مشا، طالقان و همچنین در گسل‌های ایبک و اشتهارد و گسل‌های شمال خاوری گستره مورد بررسی می‌باشد می‌تواند نشان‌گر فعالیت زمین‌ساختی اخیر در امتداد ساختارهای مزبور باشد. شاخص AF که عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی را نشان می‌دهد در حوضه‌های در برگیرنده‌ی گسل‌های طالقان و ایبک و گسل‌های بخش باختری گسل مشا دارای رده‌ی ۱ می‌باشد و نشان می‌دهد که بیشترین کج شدگی حوضه‌ها با این گسل‌ها در ارتباط است و سازگار با فعالیت‌های زمین‌ساخت در طی کواترنری است. مقادیر بالای شاخص‌های SL و Ksn در آبراهه‌های منطبق با گسل‌های شمال تهران، مشا، امام زاده داوود، طالقان و گسل ایبک است. بالآمدگی این مناطق به دلیل فعالیت زمین‌ساختی بیشتر در جنوب پهنه‌ی البرز مرکزی می‌باشد. علاوه بر نتایج حاصل از شاخص‌های کمی ژئومورفولوژیکی، مشاهدات صحرایی در نقاط مختلف گستره‌ی مورد مطالعه فعالیت زمین‌ساختی اخیر در منطقه را تایید می‌کند. از جمله شواهد صحرایی می‌توان به وجود ۳ نسل از پادگانه‌های آبرفتی مرتفع در غرب شهر کرج اشاره کرد که در نزدیکی شاخه‌های فرعی گسل شمال تهران قرار دارد (شکل ۷).

وجود پادگانه‌های سنگ بستری مرتفع، دره‌های V شکل و دره‌های تنگ (Gorge) و جابه جایی لایه‌ها در محدوده گسل‌های شمال تهران، طالقان و مشا در مشاهدات صحرایی نشان‌دهنده فعالیت این گسل‌ها می‌باشد (شکل ۸).



شکل ۸: نمونه از مشاهدات صحرایی تنگ‌دره (a)، پادگانه‌های سنگ بستری (b)، جابه جایی لایه‌ها توسط گسل‌ها (c) و دره‌های V شکل (d) در محدوده‌ی گسل‌های شمال تهران، مشا و طالقان.

به طور کلی نتایج حاصل از اندازه‌گیری شاخص‌های ژئومورفیک به همراه مشاهدات صحرایی حاکی از بالا بودن فعالیت‌های اخیر زمین‌ساختی در امتداد گسل‌های دامنه‌ی جنوبی البرز مرکزی از جمله گسل‌های شمال تهران، امام زاده داوود، طالقان، مشا و ایپک می‌باشد که نشان می‌دهد بخش جنوبی پهنه‌ی البرز مرکزی به لحاظ زمین‌ساختی فعال می‌باشد.

تشکر و قدردانی

این پژوهش در راستای پایان نامه دکتری در دانشگاه اصفهان انجام گرفته است، لذا از گروه زمین شناسی این دانشگاه جهت فراهم آوردن امکانات لازم برای برداشت‌های صحرائی تشکر می‌نماییم. همچنین از خانم شیما بابایی جهت همکاری با این پروژه سپاسگزاریم.

منابع

- Abbassi, M.R., Farbod, Y., 2009, Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 34(4): 522-531.
- Ciccacci, S., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., Pugliese, F., 1986, Indirect Evaluation of Erosion Entity in Drainage Basins through Geomorphic, Climatic and Hydrological Parameters, *International Geomorphology*, 233- 248.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.F et al., 2010, GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. *Geophysical Journal International* 183: 1287–1301.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008, Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain), *Geomorphology* 96: 150–173.
- Flint, J.J., 1974, Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research* 10(5): 969-973.
- Guarnieri, P., Pirrotta, C., 2008, The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily), *Geomorphology* 95: 260- 273.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2(1): 35–52. <https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Hack, J.T., 1973, Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 421- 429.
- Hack, J.T., 1957, *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland* US Government Printing Office 294: 45-97.
- Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999, Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool For Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation In Modern And Ancient Settings. *Tectonophysics* 305:287- 306.
- Horton, R.E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56 (3): 275–370.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2ndEd.), Prentice Hall, New Jersey.
- Kirby, E., Ouimet, W., 2011, Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: Insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 353(1): 165-188.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2001, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29(5): 415-418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2).
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W et al., 2003, Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108(B4).

- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E et al., 2013, Synchronous deformation on orogenic plateau margins: insights from the Arabia–Eurasia collision. *Tectonophysics* 608: 440–451.
- Saberi, E., Yassaghi, A., Djamour, Y., 2017, Application of geodetic leveling data on recent fault activity in Central Alborz, Iran. *Geophysical Journal International* 2017: 751–765.
- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R et al., 2005, Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 30(8): 1007- 1024. Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2002, *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- 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.
- Singh, P., Gupta, A., Singh, M., 2014, Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques, *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, 1- 11.
- Snyder, N.P, Whipple, K.X., Tucker, G.E et al., 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.
- Walker, R.T., 2006, A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran, *Journal of Structural Geology* 28: 654-66.
- 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.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002, Implications of sedimentflux - dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B2): ETG-3.
- Willett, S.D., 2010, Late Neogene Erosion of the Alps: A Climate Driver?, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38:411-437.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E et al., 2006, Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers geological society of America* 398: 55.