

تحلیل کمی و مورفولوژیکی نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی در استان مازندران

رضا اسماعیلی* - دانشیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران
مریم صالحی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه مازندران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۲/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۶/۲۵

چکیده

نیمرخ طولی رود یکی از مؤلفه‌های اساسی سیستم رودخانه‌ای است. در این تحقیق نیمرخ طولی ۱۵ رودخانه در البرز شمالی، که بخشی از حوضه آبریز دریای خزر هستند، بررسی شده‌اند. نخست، با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی، با قدرت تفکیک ۱۲.۵ متر شبکه‌های رودخانه‌ای شناسایی و نیمرخ طولی آن‌ها ترسیم شد. شکل نیمرخ طولی رود با شاخص تقعر (CI) و شاخص SLK اندازه‌گیری شد. سپس، شاخص گرادیان طولی رود (SL) برای هر قطعه از نیمرخ طولی محاسبه شد و با استفاده از نقشه‌های سنگ‌شناسی و گسل‌ها تفسیر شد. نتایج نشان می‌دهد که شکل نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی در دره‌های عرضی به صورت مقعر با چندین شکستگی است که بیانگر غلبه فرسایش در بلندمدت است. در دره‌های طولی البرز شمالی، نیمرخ طولی رودخانه‌ها به صورت محدب است که ناشی از ساختار چین‌خوردگی و بالآمدگی سنگ‌هاست. بررسی شاخص SL نشان می‌دهد که عامل سنگ‌شناسی و گسل‌ها به ترتیب ۵۳ و ۴۵ درصد در ایجاد شکستگی در نیمرخ طولی این رودها نقش داشته‌اند. از مجموع ۹۸ خط گسلی، که به صورت عرضی رودخانه‌ها را قطع کرده‌اند، فقط بیست درصد آن‌ها موجب شکستگی در نیمرخ طولی رود شده‌اند. اثر گسل در نیمرخ طولی رودخانه‌های غرب و شرق استان مازندران به ترتیب ۷۰ و ۳۰ درصد بوده است.

واژگان کلیدی: البرز شمالی، شاخص تقعر، مازندران، نیمرخ طولی رود.

مقدمه

سیستم رودخانه‌ای یک سیستم فرایند واکنش پیچیده است که متغیرهای مختلفی در کنترل آن نقش دارد. هرگونه تغییر در یکی از این متغیرها موجب پیچیدگی تغییرات و تعدیل در سیستم رودخانه‌ای می‌شود (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴: ۱۷). نیمرخ طولی رود یکی از مؤلفه‌های اساسی در سیستم رودخانه‌ای است و به عنوان یک شاخص توپوگرافی کلیدی از روابط متقابل بین فرسایش رودخانه‌ای، لیتولوژی، تکتونیک، و تغییرات سطح اساس ایجاد می‌شود و تعادل بلندمدت سیستم را نشان می‌دهد (لارو، ۲۰۰۸: ۳۴۳). در مطالعات ژئومورفولوژی، نیمرخ طولی رود به عنوان معیاری برای تشخیص مرحله تکامل چشم‌انداز، بالآمدگی تکتونیک یا فرورانشینی، تغییرات در مقاومت سنگ‌ها، تغییرات سطح اساس، و اثرهای اقلیم و یا سایر تغییرات محیطی در چشم‌انداز است (فیلیپس و لوتز، ۲۰۰۸: ۵۵۴). نیمرخ طولی رودخانه‌هایی که در حالت تعادل قرار دارند به شکل مقعر است، اما عوامل مختلفی موجب تغییر نیمرخ طولی رود می‌شوند؛ از جمله: فرسایش رود؛ تغییرات مقاومت سنگ شناسی؛ عوامل ساختاری؛ ورود بار رسوبی فراوان از زیرشاخه‌ها؛ اثرهای بار بستر؛ تغییرات انسانی؛ و زمان ناکافی برای تعدیل آشفستگی‌ها (فیلیپس و لوتز، ۲۰۰۸: ۵۵۶)

وقوع این ناهنجاری‌ها به‌ویژه اگر ناشی از عوامل تکتونیک یا مقاومت لیتولوژیکی باشد می‌تواند موجب تغییرات

ناگهانی (شکستگی^۱ شیب) در گرادیان طولی رود شود و به صورت تنداب‌ها و آبشارها مشاهده شود (فرراریس و همکاران، ۲۰۱۲: ۳۲). گرادیان طولی رود نشان‌دهنده تغییرات قدرت رود در امتداد کانال است و به تغییرات شیب کانال بسیار حساس است (گیاکونیا و همکاران، ۲۰۱۲: ۹۶) و یک متغیر مهم برای حمل رسوب یا فرسایش بستر رود محسوب می‌شود (ترویانی و دلاستا، ۲۰۰۸: ۱۶۳). فرسایش بستر رود هم موجب فرسایشی کانال، انحراف رود، فرسایش رو به بالادست رود، و فرایندهای جوان‌شدگی در بالادست یا پایین‌دست رود می‌شود (گیاکونیا و همکاران، ۲۰۱۲: ۹۰). از این رو، نیمرخ طولی رود پارامتر مهمی در درک تغییرپذیری فرایندهای ژئومورفیک است (ویکرانت جین، ۲۰۱۸: ۲۶).

در سال‌های اخیر مطالعات متعددی در زمینه بررسی شاخص گرادیان طولی با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) رود انجام شده است که از این میان می‌توان به تحقیقات پدررا و همکاران (۲۰۰۹)، فونت و همکاران (۲۰۱۰)، پرزپنا و همکاران (۲۰۱۰)، فرراریس و همکاران (۲۰۱۲)، وجتکو و همکاران (۲۰۱۲)، کاله و همکاران (۲۰۱۳)، گائو و همکاران (۲۰۱۳)، آمبیلی و نارایانا (۲۰۱۴)، آنتون و همکاران (۲۰۱۴)، زیبرت و زیبرت (۲۰۱۷)، مارتینز و همکاران (۲۰۱۷)، و ویکرانت جین (۲۰۱۸) اشاره کرد.

در مناطق مختلف ایران هم تحقیقات بسیاری درباره اثرهای تکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌ها انجام شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به تحقیقات انجام‌شده در زون البرز (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱؛ گورابی و کیارستمی، ۱۳۹۴؛ مهرپویان و همکاران، ۱۳۹۶)، منطقه آذربایجان (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸؛ روستایی و نیری، ۱۳۹۰؛ مقصودی و همکاران، ۱۳۹۴)، کوه‌های زاگرس (سیف و خسروی، ۱۳۸۹؛ کریمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ عباسی همکاران، ۱۳۹۱؛ کریمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ مقصودی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قنواتی و همکاران، ۱۳۹۶)، و کوه‌های خراسان (گوهری و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمال‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۵) اشاره کرد. در بیشتر این مطالعات، نیمرخ طولی رود با استفاده از شاخص گرادیان طولی رود (SL) در یک حوضه آبریز بررسی و تحلیل شده است.

کوه‌های البرز، یکی از واحدهای ژئومورفولوژیک ایران محسوب می‌شوند که ویژگی‌های لیتولوژیکی، اقلیمی، و پوشش گیاهی سیمای جغرافیایی متفاوتی را در آن به وجود آورده است. در این مطالعه نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی (استان مازندران)، که بخشی از حوضه آبریز دریای خزر محسوب می‌شوند، بررسی شده است. هدف از این تحقیق، تحلیل کمی و بررسی تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها در منطقه بوده است.

منطقه مورد مطالعه

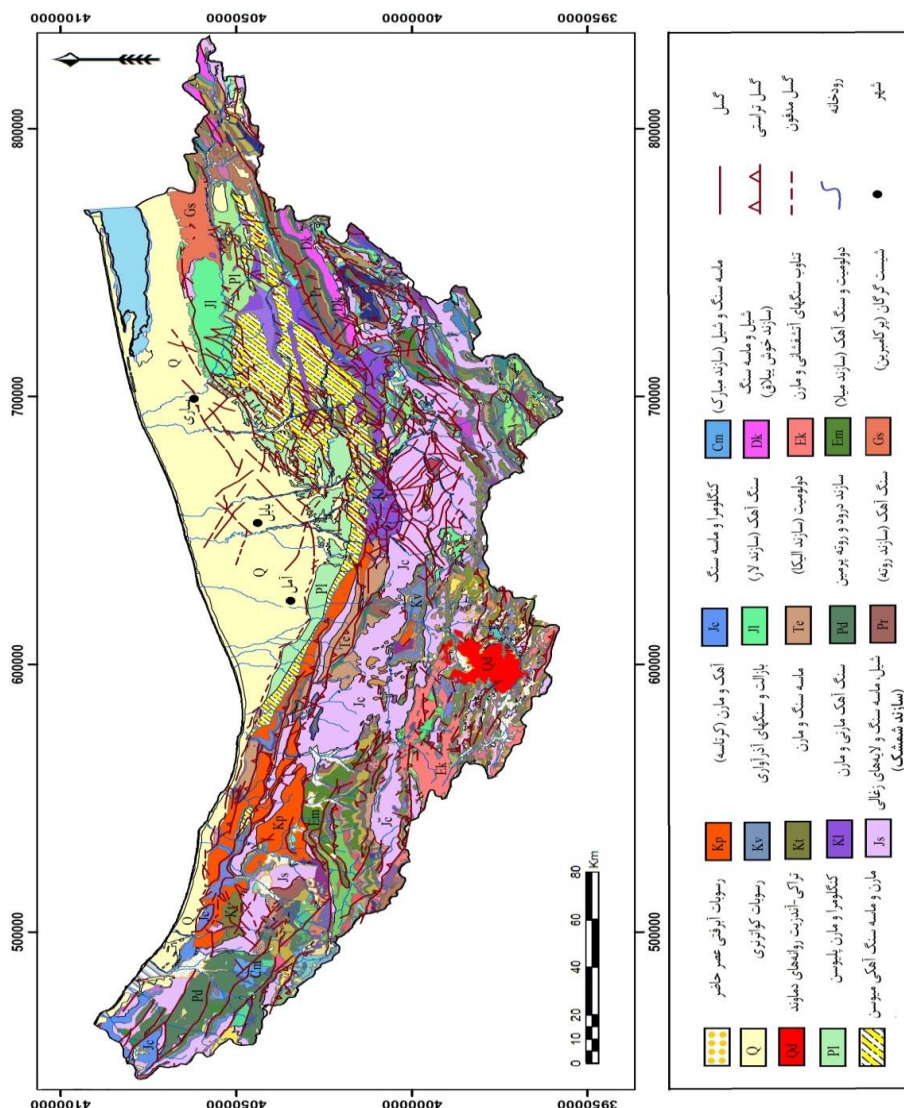
کوه‌های البرز در شمال ایران و جنوب دریاچه خزر رشته غربی- شرقی نسبتاً پیچ‌وخم‌داری را تشکیل می‌دهند. از نظر زمین‌شناسی، محدوده مورد مطالعه بخشی از زون زمین‌ساختی البرز است. ساختمان البرز در نتیجه دو کوه‌زایی مهم پرکامبرین و آلبی (دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک) به‌وجود آمده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۲۴۴). اولین حرکات واقعی که به چین‌خوردگی البرز منجر شد در ماستریشتین پایانی و پالئوسن (فاز لارامید) اتفاق افتاد و در آن محدوده‌های فرورفتگی کاسپین در شمال به خشکی مبدل شد و موجب تشکیل کوه‌های البرز در اوایل سنوزوئیک گردید. دومین فاز کوه‌زایی در اوایل- اواسط ایگوسن (فاز پیرنه) اتفاق افتاده است. پیامد این حرکات گسل‌خوردگی‌ها، روراندهای ملایم، و مرتفع‌شدن البرز بوده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۲۴۴). از جمله مهم‌ترین گسل‌های منطقه می‌توان به گسل شمالی البرز

1. Knickpoint (Nickpoint in US)

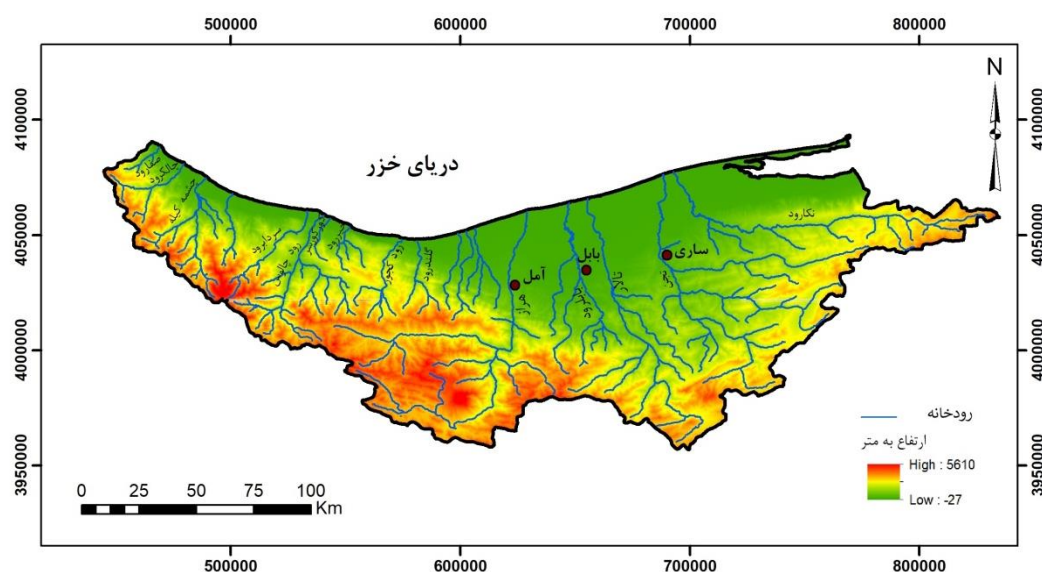
و گسل خزر اشاره کرد. این دو گسل به موازت هم است و از گنبد کاووس تا لاهیجان امتداد دارد و از ناحیه چالوس به هم می‌رسند و تا لاهیجان ادامه می‌یابند (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۹۴).

پیشروی‌ها و پسروی‌های دریاها و نوسان کف آن‌ها موجب تشکیل ردیف‌های چینه‌شناسی مهم و متنوعی در البرز شده است. این چینه‌ها عمدتاً از رسوب‌های تخریبی ریزدانه مانند شیل، رس به همراه ماسه‌سنگ، آهک، و دولومیت تشکیل شده‌اند (علائی طالقانی، ۱۳۹۴: ۱۰۵). شکل ۱ مهم‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی و گسل‌ها را در حوضه‌های آبریز استان مازندران نشان می‌دهد.

از نظر هیدرولوژیکی، حوضه‌های رودخانه‌ای البرز شمالی بخشی از حوضه آبریز دریای خزر هستند و نوسانات آب دریای خزر به‌عنوان سطح اساس این رودها تأثیر زیادی در روند تکاملی این حوضه‌ها داشته است. در این تحقیق نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی در محدوده استان مازندران بررسی شده است. شکل ۲ موقعیت رودخانه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی حوضه‌های مورد مطالعه در استان مازندران



شکل ۲. موقعیت رودخانه‌های مورد مطالعه در البرز شمالی (استان مازندران)

مواد و روش‌ها

برای اجرای این تحقیق ۱۵ رودخانه اصلی در البرز شمالی بررسی شد (شکل ۲). مسیر رودخانه‌ها و نیمرخ طولی آن‌ها در نرم‌افزار Arc GIS 10.3 و با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با قدرت تفکیک ۱۲٫۵ متر (دانلودشده از سایت <http://vertex.daac.asf.alaska.edu/>) ترسیم شد. نخست با استفاده از ابزار هیدرولوژی در نرم‌افزار Arc GIS و دستور Fill خط‌های پیکسل رفع و سپس مسیر جریان تجمعی (رود) مشخص گردید و پس از آن مسیر رود به صورت رقومی ترسیم شد. لیتولوژی حوضه‌ها و پراکنش گسل‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ استخراج شد. برای تحلیل مورفولوژی نیمرخ طولی رود از شاخص‌های SLK و CI^۱ و برای تحلیل تغییرات در نیمرخ طولی رود از شاخص گرادیان طولی رود (SL) استفاده شده است که در ادامه تشریح می‌شوند.

شاخص تفرع (CI)

شاخص تفرع براساس انحرافات مقادیر نیمرخ طولی از مقادیر خط مستقیم (رگرسیون) محاسبه می‌شود (فیلیپس و لوتز، ۲۰۰۸: ۵۵۷).

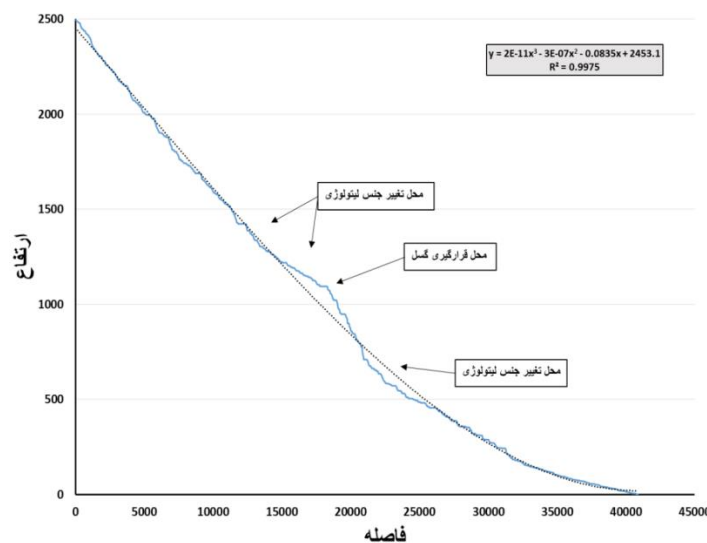
$$CI = \sum(H_i^* - H_i) \quad (1)$$

که H_i مقادیر ارتفاع در فواصل مختلف، H_i^* مقادیر ارتفاع در امتداد خط مستقیم از بالادست تا پایین‌دست رودخانه در فاصله افقی i است و N نیز تعداد کل نقاط اندازه‌گیری شده است. در این روش، نخست بهترین برازش خط رگرسیون با بیشترین مقدار R^2 برای نیمرخ رودخانه محاسبه می‌شود (شکل ۳). سپس، با انتخاب تعدادی از نقاط بر روی نیمرخ رودخانه و معادل آن در خط رگرسیون اختلاف این مقادیر محاسبه می‌شود و براساس رابطه ۱ ضریب تفرع CI به دست می‌آید. در این شاخص مقادیر منفی نشان‌دهنده تحذب و مقادیر بالای صفر نشان‌دهنده تفرع نیمرخ طولی است. مقدار تفرع نسبی یک نیمرخ به وسیله H_{max} و براساس رابطه ۲ زیر به دست می‌آید (فیلیپس و لوتز، ۲۰۰۸: ۵۵۷):

1. Concavity Index

$$CI_r = CI / (H_{max} / 2) \quad (2)$$

مقدار تقعر نسبی بین ۱ و ۱- متغیر است و مقدار صفر نشان‌دهنده خط مستقیم است. هوویوس^۱ (۲۰۰۰) براساس میزان بالآمدگی و بارش ماهانه (به‌عنوان شاخص فرسایش) مورفولوژی نیمرخ طولی رود را به سه دسته تقسیم‌بندی کرد: نیمرخ مقعر که نشان‌دهنده تعادل بلندمدت بین میزان بالآمدگی و فرسایش است؛ نیمرخ مقعر-محدب با پله‌های فرسایشی در نیمرخ که نشان‌دهنده غلبه طولانی‌مدت فرایندهای فرسایشی است؛ و نیمرخ محدب برای مناطقی است که بالآمدگی (تکتونیک فعال) دارند (پرزینا و همکاران، ۲۰۱۰: ۸۰).



شکل ۳. محاسبه شاخص تقعر (CI) در نیمرخ طولی رودخانه چالکرد

شاخص گرادیان طولی رود یا SL^2

شاخص گرادیان طولی رود (SL) یک ابزار عملی برای اندازه‌گیری انحرافات در امتداد نیمرخ طولی رود است (ترویانی و دلاستا، ۲۰۰۸: ۱۶۳). محاسبه SL (شاخص گرادیان شیب) با استفاده از رابطه ۳، که هک (۱۹۷۳) آن را ارائه کرد، قابل محاسبه است (فونت و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۷۶):

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L_{tc} \quad (3)$$

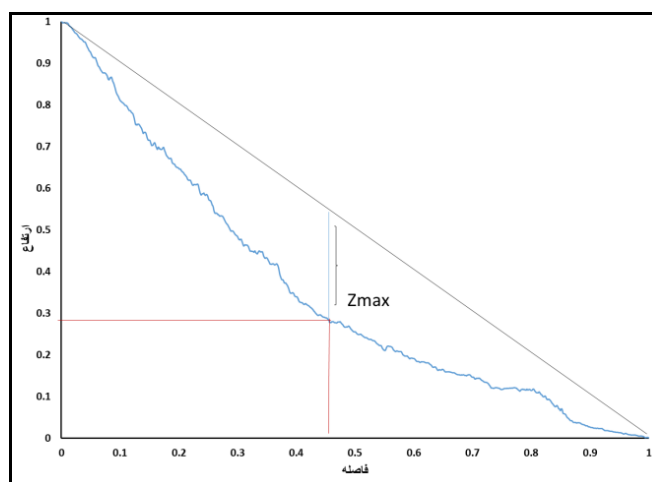
که ΔH اختلاف ارتفاع در یک قطعه، ΔL طول قطعه، و L_{tc} طول کانال از نقطه میانی قطعه تا رأس نیمرخ رود است. برای هر حوضه خطوط منحنی میزان ۵۰ متر، که از مدل ارتفاعی رقومی ۱۲٫۵ متر استخراج شد، برای اختلاف ارتفاع (ΔH) استفاده شد. سپس، فاصله افقی بین دو منحنی تراز (ΔL) اندازه‌گیری شد و نقاط میانی آن‌ها مشخص گردید. پس از اندازه‌گیری طول رود از نقطه میانی تا خط‌الرأس (L_{tc}) مقادیر SL برای هر قطعه از رودخانه محاسبه شد.

شاخص گرادیان طولی نرمال شده SLK

به‌منظور مقایسه مقادیر SL رودخانه‌ها با طول‌های مختلف نیاز به نرمال‌سازی مقادیر است. برای نرمال‌سازی مقادیر

1. Hovius
2. stream length

(SLK)، در محور افقی نمودار، فواصل نرمال شده به صورت d/D نمایش داده می‌شود که d فاصله نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی و D طول کل نیمرخ رود است. در محور عمودی ارتفاع نرمال شده (e/E) نشان داده می‌شود که e ارتفاع نقاط خاص در امتداد نیمرخ طولی رود و E اختلاف ارتفاع بین ابتدا و انتهای نیمرخ طولی است (وجتکو و همکاران، ۲۰۱۲: ۲۸۲). با این نرمال‌سازی می‌توان شاخص SLK را بین رودخانه‌هایی با طول‌های مختلف مقایسه کرد (پدرا و همکاران، ۲۰۰۹: ۲۴). پس از نرمال‌سازی داده‌ها برای به‌دست‌آوردن شاخص تقعر SLK، بیشترین میزان تقعر نیمرخ رودخانه نسبت به خط مستقیم، که دو سر نمودار را به هم وصل می‌کند، محاسبه شد و مختصات آن مشخص گردید که Z_{max} اختلاف ارتفاع بین بیشترین تقعر رودخانه و خط مستقیم است (شکل ۴).



شکل ۴. ترسیم نیمرخ طولی SLK و محاسبه مقدار Z

یافته‌های تحقیق

شکل نیمرخ طولی رود

شاخص تقعر (CI) برای نیمرخ طولی ۱۵ رودخانه در البرز شمالی محاسبه شد. در همه موارد خط بهترین برازش (R^2) با معادلات چندجمله‌ای درجه ۲، ۳، ۴ و ۴ تطبیق داشته است و مقدار ضریب تعیین این معادلات رگرسیونی بسیار بالا (>0.96) بوده است. نتایج شاخص تقعر نشان می‌دهد که تعدادی از رودخانه‌ها مانند خیررود، کجور، و نور با ضریب تقعر به ترتیب -4 و -11 نیمرخ محدب دارند و تعدادی از رودخانه‌های دیگر مانند تجن، بابل، سرداب رود، و چالکروود با مقادیر به ترتیب ۸، ۷، ۵، ۹، و ۸ ضریب تقعر بیشتری نسبت به سایر رودخانه‌ها داشته‌اند (جدول ۱). شاخص CI_r نیز شاخص تقعر نسبی است که از بیشترین میزان تقعر در هر نیمرخ به‌دست آمده است. شاخص تقعر نسبی رودخانه‌های خیررود و کجور و نور نیز به ترتیب -0.08 و -0.13 و -0.73 است که نشان‌دهنده تحدب نیمرخ طولی این رودها است و بیشترین تقعر نسبی را رودخانه‌های بابل و چالوس و صفارود با مقادیر به ترتیب 0.3 ، 0.33 ، و 0.35 داشته‌اند.

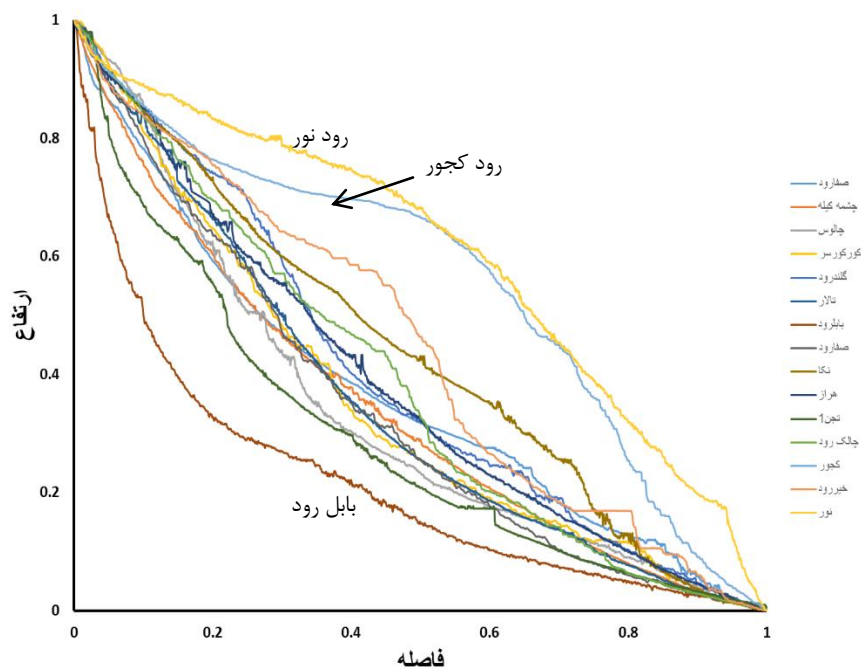
نتایج به‌دست‌آمده از شاخص SLK، که نیمرخ طولی رودخانه‌های مورد مطالعه را به صورت بی‌بعد شده مقایسه می‌کند (شکل ۵)، به این صورت است که رودخانه‌های کجور و نور با داشتن ضریب تقعر منفی (به ترتیب -0.17 و -0.14) دارای نیمرخ طولی محدب‌اند. این حداکثر تحدب در رودخانه کجور در مختصات 0.52 فاصله و 0.65 ارتفاع و در رودخانه نور در مختصات 0.61 فاصله و 0.71 ارتفاع قرار دارد. رودخانه بابل رود با تقعر 0.47 بیشترین تقعر را در میان رودخانه‌های مورد

مطالعه داراست که این تقعر در مختصات ۰,۲ فاصله و ۰,۳۳ ارتفاع قرار دارد. سایر رودها نیز تقعری بین ۰,۲ تا ۰,۳ داشته‌اند (جدول ۲).

جدول ۱. مشخصات رودخانه‌های مورد مطالعه در البرز شمالی و مقادیر شاخص تقعر آن‌ها

نام رود	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	اختلاف ارتفاع (متر)	طول رود (کیلومتر)	CI	CI _{rel}	بهترین برازش* با مقدار R ²
صفارود	۱۷۰	۱۶۸۸	۱۸	۷	۰,۳۵	poly3: ۰,۹۹
چالک‌رود	۴۲۶	۲۴۹۴	۴۰,۸	۸	۰,۱۶	poly3: ۰,۹۹
چشمه‌کیله	۱۰۴۵	۳۲۸۲	۶۴	۳	۰,۰۸	poly3: ۰,۹۹
سرداب‌رود	۴۶۲	۳۵۸۵	۶۱,۳	۹	۰,۲۲	poly3: ۰,۹۹
چالوس	۱۶۹۰	۲۶۰۲	۷۲,۹	۱,۵	۰,۳۳	poly3: ۰,۹۹
کور کورسر	۷۷	۱۲۲۴	۱۷,۱	۲,۵	۰,۱۲	poly3: ۰,۹۹
خیررود	۲۴۲	۱۷۷۷	۲۵,۸	-۴	-۰,۰۸	poly4: ۰,۹۹
کجور	۵۱۴	۲۰۸۸	۴۵,۱	-۴	-۰,۱۳	Poly4: ۰,۹۹
گلندرود	۳۵۱	۱۸۳۵	۳۲,۵	۴	۰,۱	poly3: ۰,۹۹
نور	۱۲۹۲	۱۶۵۷	۷۱,۳	-۱۱	-۰,۷۳	poly3: ۰,۹۹
هراز	۳۳۷۹	۱۸۷۵	۱۰۴,۵	۳	۰,۱	poly2: ۰,۹۹
بابل	۱۶۹۰	۷۸۴	۴۴,۷	۷,۵	۰,۳	poly3: ۰,۹۶
تالار	۲۸۵۲	۲۳۱۳	۱۱۹,۸	۳	۰,۱۲	poly3: ۰,۹۹
تجن	۴۳۱۳	۲۶۲۳	۱۱۶,۵	۸	۰,۰۱۳	poly4: ۰,۹۹
نکا	۲۲۷۲	۲۵۳۹	۱۶۲,۲	۶	۰,۱۲	poly3: ۰,۹۶

* ستون مذکور نشان‌دهنده خط بهترین برازش رگرسیون است که به صورت چندجمله‌ای ۱ و ۲ و ۳ و ۴ بیان شده است



شکل ۵. نیمرخ طولی بی‌بُعد (SLK) رودخانه‌های البرز شمالی

جدول ۲. مقادیر شاخص SLK و خوشه‌بندی نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی

نام رودخانه	میزان تقعر SLK	مختصات در فاصله	مختصات در ارتفاع	خوشه‌بندی
صفارود	۰,۲۵	۰,۳۹	۰,۳۶	۱
چالک‌رود	۰,۲۱	۰,۵۵	۰,۲۴	۱
چشمه کیله	۰,۲۴	۰,۳۶	۰,۴	۱
سرداب‌رود	۰,۲۲	۰,۳۲	۰,۴۴	۱
چالوس	۰,۳	۰,۳۸	۰,۳۲	۱
کور کورسر	۰,۲۸	۰,۴۶	۰,۲۸	۱
خیررود	۰,۱۳	۰,۶	۰,۲۷	۱
کجور	-۰,۱۷	۰,۵۲	۰,۶۵	۲
گلندرود	۰,۲	۰,۴	۰,۴	۱
نور	-۰,۱۴	۰,۶۱	۰,۷۱	۲
هراز	۰,۱۸	۰,۴۶	۰,۳۶	۱
بابل	۰,۴۷	۰,۲	۰,۳۳	۱
تالار	۰,۳۵	۰,۴۴	۰,۳۱	۱
تجن	۰,۳۲	۰,۳۴	۰,۳۴	۱
نکا	۰,۱	۰,۳	۰,۶	۳

با توجه به ضریب همبستگی خوب (۰,۷۳) بین شاخص SLK با شاخص CI، از شاخص SLK به‌عنوان نماینده میزان تقعر برای خوشه‌بندی استفاده شده است. از این‌رو، براساس میزان تقعر نیمرخ طولی رودخانه‌ها و موقعیت قرارگیری حداکثر تقعر، رودخانه‌های مورد مطالعه در سه گروه تقسیم‌بندی شدند (جدول ۲): خوشه اول شامل رودخانه‌هایی می‌شود که میزان تقعر آن‌ها بین ۰,۱۳ تا ۰,۴۷ بوده و حداکثر تقعر در چارک دوم نیمرخ طولی قرار گرفته است. ۸۰ درصد رودخانه‌ها در این گروه قرار گرفته و همه آن‌ها در دره‌های عرضی قرار گرفته‌اند. در خوشه دوم مقادیر تقعر منفی بوده؛ یعنی نیمرخ طولی این رودخانه‌ها حالت تحدب دارد و حداکثر تحدب در چارک سوم قرار گرفته است. رودخانه‌های نور و کجور، که در دره‌های طولی قرار گرفته‌اند، در این گروه قرار می‌گیرند. خوشه سوم در این گروه میزان تقعر کمتر از ۰,۱ بوده و حداکثر تقعر در چارک دوم نیمرخ قرار دارد. رودخانه نکا، که بیشتر مسیر آن در دره طولی با جهت شرقی- غربی است، در این گروه قرار گرفته است.

تحلیل گرایان طولی رود (SL)

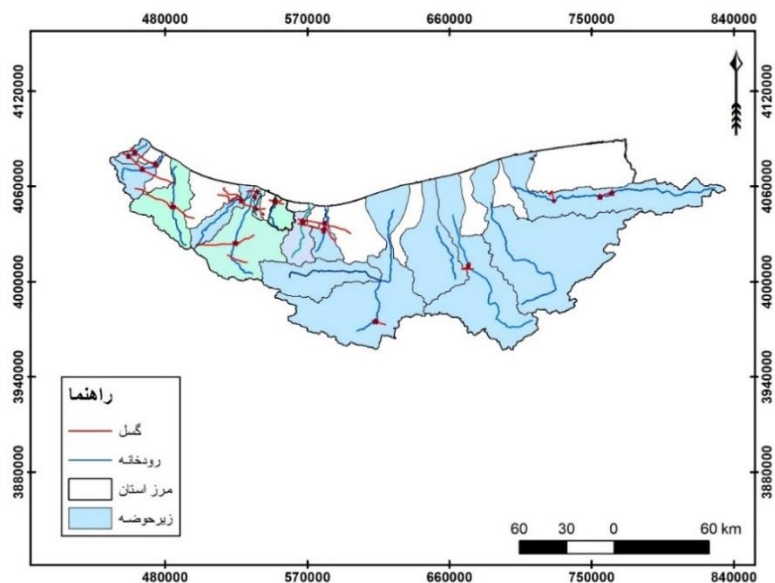
در هر یک از نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها مقادیر SL در قطعات مختلف محاسبه شد. بیشترین و کمترین مقدار میانگین SL به ترتیب مربوط به رودخانه‌های کجور و بابل است (جدول ۳). تغییرات مقادیر SL و شکستگی‌های نیمرخ طولی رود براساس سه عامل تکتونیکی، سنگ‌شناسی، و انسانی بررسی شدند. تعداد کل شکستگی‌های بزرگ در نیمرخ طولی رودخانه‌های البرز شمالی ۴۵ مورد بوده است که از این تعداد ۲۰، ۲۴، و ۱ مورد به ترتیب ناشی از اثرهای تکتونیکی، سنگ‌شناسی، و سد بوده است.

در مجموع، ۹۸ خط گسلی از رودخانه‌ها در محدوده مورد مطالعه عبور کرده‌اند که از این تعداد فقط ۲۰ مورد موجب ایجاد شکستگی و تغییر شیب شده‌اند. حدود ۷۰ درصد شکستگی‌های ناشی از گسل در رودخانه‌های غرب مازندران (رامسر تا نور) ایجاد شده‌اند (شکل ۶ و جدول ۴). ولی این تأثیر در رودخانه‌های شرق استان به میزان کمتری بوده و فقط

۳۰ درصد از کل شکستگی‌های ناشی از گسل را شامل می‌شود. از جمله حوضه‌هایی که تحت تأثیر گسل‌های اصلی مانند البرز و خزر بوده‌اند می‌توان به گلندرود، کجور، خیرود، سرداب‌رود، صفارود، و چالوس اشاره کرد. بخشی از حوضه‌هایی مانند چالوس و چشمه کیله تحت تأثیر گسل‌های محلی هم قرار گرفته‌اند.

جدول ۳. مقادیر SL رودخانه‌های البرز شمالی و تعداد و منشأ شکستگی‌ها در نیمرخ طولی آن‌ها

نام رودخانه	حداقل SL	میانگین SL	حداکثر SL	تعداد شکستگی در نیمرخ	تعداد گسل	شکستگی ناشی از گسل	شکستگی ناشی از لیتولوژی
صفارود	۲۰	۵۷۳	۱۷۳۲	۴	۳	۲	۲
چالک‌رود	۲۲۰۵	۱۱۰۴	۴۰۰۳	۴	۱۰	۱	۳
چشمه کیله	۱۶۰۵	۹۷۵	۱۸۸۵	۲	۴	۲	۰
سرداب‌رود	۲۰	۱۳۱۰	۵۸۳۹	۴	۸	۲	۲
چالوس	۲۶	۱۰۲۱	۲۵۹۹	۵	۹	۲	۳
کور کورسر	۱۲	۵۰۳	۱۳۸۰	۳	۳	۱	۲
خیرود	۱۴	۱۳۹۳	۸۹۸۹	۳	۲	۲	۱
کجور	۱۹۰۵	۲۰۸۰	۱۹۵۵۲	۲	۴	۱	۱
گلندرود	۱۸	۷۷۶	۱۸۱۱	۲	۲	۱	۱
نور	۱۰	۱۶۷۲	۷۱۱۹	۱	۱	۰	۱
هراز	۱۳	۶۸۷	۱۵۰۶	۳	۳	۱	۲
بابل	۱۷۰۵	۱۵۴	۲۴۳	۲	۵	۰	۲
تالار	۷	۷۹۷	۱۵۲۸	۲	۱۷	۱	۱
تجن	۱۱۰۵	۸۷۰	۳۴۷۴	۳	۱۳	۰	۲
نکا	۲۰	۱۲۵۵	۶۹۹۹	۵	۱۴	۴	۱
مجموع	-	-	-	۴۵	۹۸	۲۰	۲۴



شکل ۶. نقشه گسل‌های تأثیرگذار در نیمرخ طولی رودهای البرز شمالی (استان مازندران)

جدول ۴. منشأ شکستگی‌های رودخانه‌های مورد مطالعه استان مازندران

تعداد شکستگی در نیمرخ طولی	انسانی (سد)	گسل	لیتولوژی	منشأ شکستگی	
				فراوانی	تعداد
۴۵	۱	۲۰	۲۴	تعداد	کل
۱۰۰	۲	۴۴	۵۳	درصد	(استان مازندران)
۲۹	-	۱۴	۱۵	تعداد	غرب
۶۵	-	۳۱	۳۳	درصد	(از صفارود تا گلندرود)
۱۶	۱	۶	۹	تعداد	شرق
۳۵	۲	۱۳	۲۰	درصد	(از هراز تا نکا)

عامل سنگ‌شناسی در ۵۳ درصد موارد موجب تغییر در گرادیان طولی رود و مقادیر SL در منطقه شده است که ۳۳ درصد در قسمت غربی و ۲۰ درصد در قسمت شرقی البرز شمالی وجود داشته‌اند. برای بررسی بیشتر میزان تأثیرات لیتولوژی در نیمرخ طولی رودها از تحلیل‌های آماری استفاده شده است. با توجه به تنوع لیتولوژیکی (بیش از ۳ نوع سنگ) برای داده‌هایی که دارای توزیع نرمال بوده‌اند، از روش آنالیز واریانس و برای داده‌های فاقد توزیع نرمال از روش کروسکال والیس استفاده شده است و فرضیات صفر و تحقیق به صورت زیر مطرح شدند:

H_0 : گرادیان طولی رود (مقادیر SL) در لیتولوژی‌های مختلف تفاوتی ندارد.

H_1 : گرادیان طولی رود (مقادیر SL) در لیتولوژی‌های مختلف متفاوت است.

نتایج آزمون آماری نشان می‌دهد که در حوضه‌های صفارود، چشمه‌کیله، سرداب‌رود، چالوس، نور، هراز، تالار، و نکا مقدار sig کمتر از ۰,۰۵ بوده و فرضیه صفر رد شده (جدول ۵) و نشان‌دهنده تفاوت معنی‌داری بین مقادیر SL در لیتولوژی‌های مختلف است. یعنی لیتولوژی در شکل‌گیری نیمرخ طولی رودخانه تأثیرگذار بوده است. اما در رودخانه‌های چالک‌رود، کورکورسر، خیررود، کجور، گلندرود، بابل، و تجن تفاوت معنی‌داری بین SL در لیتولوژی‌های مختلف وجود ندارد و نمی‌توان تغییرات در نیمرخ طولی رود را به تغییرات لیتولوژی نسبت داد.

اثرهای عامل انسانی در شاخص گرادیان طولی رود فقط یک مورد (۲ درصد) بوده که ناشی از وجود سد شهید رجایی بر روی رودخانه تجن (ساری) بوده است.

جدول ۵. نتایج آزمون آماری در تفاوت مقادیر SL در لیتولوژی‌های مختلف در رودخانه‌های البرز شمالی

رودخانه	تعداد نمونه	sig	نتیجه
صفارود	۳۴	۰,۰۰۱	رد فرضیه H_0
چالک‌رود	۵۰	۰,۱۷	تأیید فرضیه H_0
چشمه‌کیله	۶۶	۰,۰۰	رد فرضیه H_0
سرداب‌رود	۷۲	۰,۰۰۵	رد فرضیه H_0
چالوس	۵۲	۰,۳۵	تأیید فرضیه H_0
کورکورسر	۲۵	۰,۷	تأیید فرضیه H_0
خیررود	۳۵	۰,۶	تأیید فرضیه H_0
کجور	۴۱	۰,۳۶	تأیید فرضیه H_0
گلندرود	۳۷	۰,۱۷	تأیید فرضیه H_0
نور	۳۴	۰,۰۰۸	رد فرضیه H_0
هراز	۳۸	۰,۰۴	رد فرضیه H_0
بابل	۱۶	۰,۰۸	رد فرضیه H_0
تالار	۴۷	۰,۰۰۲	رد فرضیه H_0
تجن	۵۲	۰,۱۳	تأیید فرضیه H_0
نکا	۵۱	۰,۰۰۳	رد فرضیه H_0

نتیجه‌گیری

رودخانه‌های البرز شمالی نیمرخ مقعر هموار نداشته و شکستگی‌های متعددی در نیمرخ طولی آن‌ها وجود دارد. براساس شاخص تقعر نسبی (CI_{rel})، ۲۰ درصد نیمرخ طولی رودهای البرز شمالی شکل محدب ($CI_{rel} < 0$)، ۵۳ درصد شکل نسبتاً مستقیم یا تقعر کم ($0 < CI_{rel} < 0.2$)، و ۲۷ درصد تقعر نسبتاً زیاد داشته‌اند و هیچ رودخانه‌ای شاخص تقعر نسبی بسیار زیاد (بیش از ۰.۵) نداشته است. دره‌های ساختمانی یا طولی، که منطبق بر روند چین‌خوردگی‌ها هستند و جهت غربی-شرقی دارند، مانند رود نکا، میزان تقعر آن‌ها کم بوده یا مانند رود نور تقعر منفی (تحدب) داشته‌اند. در این دره‌ها میزان بالآمدگی بیش از میزان فرسایشی رود بوده و رودخانه نمی‌تواند یک نیمرخ تعادل را ایجاد کند. در حالت دیگر دره‌های عرضی هستند که آب‌های سطحی دامنه‌های شمالی البرز را به دریای خزر تخلیه می‌کنند. این رودها جهت جنوبی-شمالی داشته و برای رسیدن به سطح اساس خود یعنی دریای خزر محور چین‌ها را در جهت عمود بر روند آن‌ها بریده‌اند. میزان تقعر این رودها هم نسبتاً کم بوده و شکل نیمرخ آن‌ها ناشی از اختلاف ارتفاع زیاد، فاصله کوتاه با سطح اساس (دریای خزر)، و مقاومت لیتولوژیکی است. شکل نیمرخ طولی این رودخانه‌ها به صورت مقعر-محدب با شکستگی‌های زیاد است که غلبه فرایندهای فرسایشی رودخانه را نسبت به عامل تکتونیک نشان می‌دهد.

تحلیل شاخص گرا دیان طولی رود (SL) در رودخانه‌های البرز شمالی نشان می‌دهد که ۵۳ درصد تغییرات به علت تغییرات لیتولوژیکی ایجاد شده است و ۴۵ درصد شکستگی‌های ایجادشده در نیمرخ طولی رود ناشی از فعالیت گسل‌ها بوده است. مطالعات اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۱) در حوضه آبریز واز (البرز شمالی) و مهرپویان و همکاران (۱۳۹۶) در حوضه آبریز پلرود (البرز شمالی در گیلان) هم نشان‌دهنده اثرهای بیشتر عامل لیتولوژی در نیمرخ طولی رودها بوده است. از کل گسل‌هایی که به صورت عرضی از بستر رودخانه عبور کرده‌اند، ۲۰ درصد آن‌ها توانسته‌اند موجب ایجاد شکستگی در نیمرخ طولی رود شوند که هفتاد درصد آن‌ها در قسمت غربی البرز شمالی قرار گرفته‌اند. مطالعات صابری و همکاران (۱۳۹۵) در منطقه چالوس نشان می‌دهد که بالآمدگی ناشی از گسل‌های منطقه البرز در طی ۲۲ سال گذشته بسیار ناچیز بوده که این اثر به علت قفل‌شدگی گسل‌های این منطقه است. در خصوص گسل شمالی البرز هم مقدار بالآمدگی کمتر از ۰.۰۳ میلی‌متر در سال بوده است. از این رو، با توجه به نرخ ناچیز بالآمدگی گسل‌ها در شرایط فعلی، به نظر می‌رسد عمل فرسایش رودخانه‌ای بر آن غلبه کرده و عامل لیتولوژیکی تأثیر بیشتری در نیمرخ طولی رودها برجای گذاشته است.

منابع

- اسماعیلی، ر.؛ متولی، ص. و حسین‌زاده، م.م. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، فصل‌نامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳: ۱۰۱-۱۱۴.
- بیاتی خطیبی، م. (۱۳۸۸). تحلیل اثرات فعالیت‌های نئوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌های حوضه قرقچای واقع در دامنه‌های شرقی سهند، فصل‌نامه فضای جغرافیایی، ۲۷: ۷۹-۱۱۳.
- جمال‌آبادی، ج.؛ زنگنه اسدی، م.ع.؛ فاتحی، ز. و رباط سرپوشی، م. (۱۳۹۵). بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه‌های زهکشی (مطالعه موردی: حوضه‌های بار، بقیع، و قلعه‌میدان در دامنه جنوبی رشته کوه بینالود)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۶: ۸۷-۱۰۳.
- حسین‌زاده، م.م. و اسماعیلی، ر. (۱۳۹۴). ژئومورفولوژی رودخانه‌ای: مفاهیم، اشکال، و فرایندها، تهران: دانشگاه شهید بهشتی.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی/ایران، تهران: امیرکبیر.
- روستایی، ش. و نبیری، ه. (۱۳۹۰). تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر پروفیل طولی رودخانه در حوضه آبریز رودخانه مهاباد، فصل‌نامه جغرافیا و توسعه، ۲۴: ۱۳۷-۱۵۳.
- سیف، ع. و خسروی، ق. (۱۳۸۹). بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۲: ۱۲۵-۱۴۵.
- شیخ‌الاسلامی، م.ر.؛ جوادی، ح.ر.؛ اسدی سرشار، م.؛ آقاحسینی، ا.؛ کوه‌پیما، م. و وحدتی دانشمند، ب. (۱۳۹۳). دانشنامه گسله‌های ایران، چ ۲، تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صابری، ا.؛ یساقی، ع.؛ جموری، ی. و معدنی‌پور، س. (۱۳۹۵). برآورد تغییرات نرخ برخاستگی با استفاده از ترازبایی دقیق در البرز مرکزی، شمال ایران، پژوهش‌های دانش زمین، ۷(۲۵): ۶۲-۷۴.
- عباسی، م.؛ جعفری اقدم، م.؛ رضاعلی، ق. و محمدی، ا. (۱۳۹۱). بررسی تکتونیک فعال زاگرس شمال غربی با استفاده از تحلیل شبکه زهکشی رودخانه شواهد ژئومورفولوژیکی و داده‌های GPS (مطالعه موردی: حوضه آبریز رودخانه آسمان‌آباد)، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، ۱۸: ۵۹-۷۰.
- علائی طالقانی، م. (۱۳۹۴). ژئومورفولوژی ایران، چ ۹، تهران: قومس.
- قنوتی، ع.؛ صفاکیش، ف. و مقصودی، ی. (۱۳۹۶). ارزیابی تکتونیک فعال در زیرحوضه‌های جراحی- زهره بر پایه تحلیل مورفوتکتونیک و اثرهای آن بر میدان‌های نفتی حوضه مورد مطالعه، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۹: ۲۲۱-۲۴۰.
- کریمی، ب.؛ شرفی، س.؛ مقصودی، م.؛ کریمی، س. و سلطانی، ش. (۱۳۹۱). بررسی نقش مورفوتکتونیک در فرسایش و تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها با استفاده از توابع ریاضی (مطالعه موردی: رودخانه الوند در غرب استان کرمانشاه)، فصل‌نامه پژوهش‌های فرسایش محیطی، ۲(۶): ۷۳-۹۵.
- کریمی، ه.؛ قنوتی، ع.؛ یمانی، م. و صفاری، ا. (۱۳۹۵). تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها (مطالعه موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس)، فصل‌نامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۵(۲): ۳۷-۵۲.
- گورابی، ا. و کیارستمی، ف. (۱۳۹۴). ارزیابی زمین‌ساخت حوضه‌های آبریز با استفاده از اختصاصات ژئومورفولوژیک در قالب الگوی TecDEM (مورد مطالعه: حوضه آبریز رودک در شمال شرق تهران)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۷: ۴۶۵-۴۷۹.

گوهری، م.؛ تاج‌بخش، م.؛ سربازی، م. و نعیمی قصابیان، س.ن. (۱۳۹۳). بررسی فعالیت‌های تکتونیکی بر ژئومتری رودخانه (مطالعه موردی: رودخانه خرتوت از حوضه آبخیز اترک)، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۹: ۳۷-۴۹.

مقصودی، م.؛ نویدفر، ا.؛ قنبری، م. و رضایی، ع. (۱۳۹۴). تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه (مطالعه موردی: رودخانه اوجان‌چای، فصل‌نامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۴(۱): ۱۰۴-۱۱۷.

مقصودی، م.؛ زمان‌زاده، س.م.؛ یمانی، م. و حاجی‌زاده، ع. (۱۳۹۶). بررسی تکتونیک فعال حوضه آبریز مارون با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، فصل‌نامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره پیاپی ۲۳: ۳۷-۵۹.

مهرپویان، م.؛ جامی، م.؛ سرحدی، ن. و پورکرمانی، م. (۱۳۹۶). تأثیر فعالیت تکتونیکی بر مورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه (مطالعه موردی: رودخانه پل رود (شمال ایران))، فصل‌نامه جغرافیا و توسعه، ۴۸: ۶۳-۷۴.

Abbasi, M.; Jafari Aghdam, M.; Reza Ali, G. and Mohammadi, A. (2012). Investigation of the Northwest Zagros Active Tectonics Using Geomorphologic Evidence and GPS Data Analysis of the River Drainage Network (Case Study: Acre Abad River Basin), *Journal of Physical Geography*, 5(18): 59-70.

Alaei Taleghani, M. (2015). *Geomorphology of Iran*, Ghomes publication, Ninth edition, Tehran.

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.

Antón, L.; Vicente, G.D.; Muñoz-Martín, A. and Stokes, M. (2014). Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia), *Geomorphology*, 206: 250-261.

Bayati Khatibi, M. (2009). Analysis of the effects of neotectonic activities on the longitudinal profile of the rivers of the Qornukuchai basin located in the eastern slopes of Sahand, *Geographic Space*, 27: 79-113.

Darvishzadeh, A. (1991). *Geology of Iran*, Amir Kabir publication, first edition, Tehran.

Esmaili, R.; Motevali, S. and Hoseinzadeh, M.M. (2012). Morphotectonic Effects on the Longitudinal Profile of the River of Waz; North Alborz, Mazandaran Province, *Quantitative Geomorphological Research*, 1(3): 101-114.

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.

Fillips, J.D. and Lutz, J.D. (2008). Profile convexities in bedrock and alluvial streams, *Geomorphology*, 102: 554-566.

Font, M.; Amorese, D. and Lagarde, J.L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France), *Geomorphology*, 119: 172-180.

Gao, M.; Zeilinger, G.; Xu, X.; Wang, Q. and Hao, M. (2013). DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China, *Geomorphology*, 190: 61-72.

Ghanavati, E.; Safakish, F. and Maghsoudi, Y. (2017). Evaluation of active tectonics in Jarahi - Zohreh Sub-basins based on the morpho-tectonic analysis and its impacts on the oil fields of the basin, *Physical Geography Research Quarterly*, 49(2): 221-240.

- Giaconia, F.; Booth-Rea, G.; Martínez, J.M.M.; Azañón, J.M.; Pérez-Peña, J.V.; Pérez-Romero, J. and Villegas, I. (2012). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain), *Geomorphology*, 145-146: 90-106.
- Gohari, M.; Taj Bakhsh, M.; Sarbazi, M. and Naeimi Ghasabian, S.N. (2014). Investigation of tectonic activity effects on the river channel geometry and hydraulic (A Case Study: Khartut River), *Geography and Environmental Hazards*, 3(1): 37-49.
- Goorabi, A. and Kiarostami, F. (2015). Assessment of watershed Tectonics Using Geomorphologic Characteristics in the TecDEM Model, Roodak Basin in North East Tehran, *Physical Geography Research Quarterly*, 47(3): 465-479.
- Hoseinzadeh, M.M. and Esmaili, R. (2015). *Fluvial geomorphology, concepts, landforms and process*, Shahid Beheshti University, First edition, Tehran.
- Jamal Abadi, J.; Zangeneh Asadi, M.A.; Fatehi, Z. and Robot Sarpoushi, M. (2018). Evaluation of Tectonic features little effect on drainage networks (Case Study: Basins Bar, Baqi and ghaleh meidan at southern slopes of mountains Binalu), *Quantitative Geomorphological Research*, 4(4): 87-103.
- Kale, V.S.; Sengupta, S.; Achyuthan, H. and Jaiswal, M.K. (2013). Tectonic controls upon Kaveri River drainage, cratonic Peninsular India: Inferences from longitudinal profiles, morphotectonic indices, hanging valleys and fluvial records, *Geomorphology*, 227: 153-165.
- Karimi, B.; Sharafi, S.; maghsodi, M.; Karimi, S. and Soltani, S. (2012). The effect of morphotectonic factors on erosion and change of longitudinal profile of river using the mathematical functions (Case - Study: Alvand River in the West Kermanshah Province), *Environmental Erosion Research*, 2(2): 73-95.
- Karimi, H.; Ghnnavati, E.; Yamani, M. and Safari, A. (2018). The Effects of morphotectonic on the changes of rivers profile (Case study: Alamarvdasht River, South of Fars Province, Iran), *Quantitative Geomorphological Research*, 5(2): 37-52.
- 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.
- Maghsoodi, M.; Navidfar, A.; Ghnbari, M. and Rezaei, A. (2015). Quantitative Analysis of the Effect of Lithology and Tectonic on the Longitudinal Profile of the River Case Study: Ojan Chi River, *Quantitative Geomorphological Research*, 4(1): 104-117.
- Maghsoodi, M.; Zamanzadeh, S.M.; Yamani, M. and Hajizadeh, A. (2018). Assessment of tectonic of Maroon River catchment using geomorphic indices and improved the indices relations, *Quantitative Geomorphological Research*, 6(3): 37-59.
- 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.
- Mehrpooyan, M.; Jami, M.; Sarhaddi, N. and Pourkermani, M. (2017). The Impact of Tectonic Activity on the Morphology of Longitudinal Profiles of the River Case Study: Polrood River (North of Iran), *Geography and Development Iranian Journal*, 15(48): 213-230.
- Pedreira, 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.
- Pérez-Peña, J.V.; Azañón, J.M.; Azor, A.; Delgado, J. and González-Lodeiro, F. (2010). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps, *Earth Surf. Process. Landforms*, 34: 16-25.

- Rostaee, Sh. and Nayeri, H. (2011). Quantitative Analysis of the Effect of Lithology and Tectonic on the Longitudinal Profile of the River in the Mahabad River Basin, *Geography and Development Iranian Journal*, 9(24): 137-153.
- Saberi, A.; Yasaghi, A.; Jomor, Y. and Madani Pour, S. (2016). Estimation of Rising Rate Changes Using Precise Adjustment in Central Alborz, *Northern Iran, Earth science Research*, 7(1): 62-74.
- Seif, A. and Khosravi, G. (2011). Investigation of Active Tectonics in Zagros Thrust Belt Farsan Region, *Physical Geography Research*, 42(4): 125-145.
- Sheykholeslami, M.; Javadi, H.R.; Asadi Sarshar, M.; Agha Hoseini, A.; Kouh Peyma, M. and Vahdati Daneshmand, B. (2014). *Iran Faults Encyclopedia*, Research Institute for Earth Sciences, Rahi publication, first edition, Tehran.
- Troiani, F. and Della Seta, M. (2008). The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy, *Geomorphology*, 102: 159-168.
- 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.
- Vojtko, R.; Petro, L.; Benová, A.; Bóna, J. and Hók, J. (2012). Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia), *Geomorphology*, 138: 276-294.
- Zibret, G. and Zibret, P. (2017). River gradient anomalies reveal recent tectonic movements when assuming an exponential gradient decrease along a river course, *Geomorphology*, 281: 43-52.