

جغرافیا و توسعه شماره ۴۸ پاییز ۱۳۹۶

وصول مقاله: ۱۳۹۵/۰۵/۱۲

تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۱۲/۳۰

صفحات: ۲۳۰-۲۱۳

## تأثیر فعالیت تکتونیک بر مورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه مطالعه موردی: رودخانه پلرود (شمال ایران)

مجتبی مهرپویان<sup>۱</sup>، دکتر محسن جامی<sup>۲\*</sup>، نازنین سرحدی<sup>۳</sup>، دکتر محسن پورگرمانی<sup>۴</sup>

### چکیده

نیمرخ طولی رودخانه‌ها اطلاعات ارزشمندی در مورد تغییرات شرایط حاکم بر حوضه‌های آبریز در اختیار می‌گذارد. به همین علت این موضوع همواره مورد علاقه محققان مختلف بوده است. با بررسی شکل نیمرخ طولی رودخانه‌ها می‌توان وضعیت فعالیت‌های تکتونیک در منطقه را مورد بررسی قرار داد. در این تحقیق، شکل نیمرخ طولی حوضه آبریز رودخانه پلرود و عوامل مؤثر بر آن بررسی شد. جهت انجام این پژوهش، محدوده‌ی مورد بررسی را به ۱۰ حوضه و زیرحوضه تقسیم و در هر یک از این حوضه‌ها زیر حوضه‌ها، نوع جریان، میزان فعالیت‌های تکتونیک و نقاط خروج از حالت توازن در شکل نیمرخ طولی رودخانه را مشخص نمودیم. در ارزیابی تکتونیک نیمرخ رودخانه‌های حوضه‌ها و زیر حوضه‌های مورد بررسی از برخی از شاخص‌های تکتونیک فعال Hi، شاخص SL و همچنین ترسیم نمودار DS استفاده شده است. نتایج به دست آمده از محاسبه‌ی شاخص‌های انتگرال هیپسومتری و شاخص SL در این حوضه‌ها زیرحوضه‌ها نیز بیانگر نرخ ملایم فعالیت‌های تکتونیک و بالآآمدگی است. عامل تشکیل نیک پوینت‌ها و شکست‌ها در حوضه و زیرحوضه‌های پلرود، سلمان و جیرکل تغییرات لیتولوژی می‌باشد. به عبارتی تغییرات لیتولوژی در این ۳ حوضه و زیرحوضه سبب عدم توازن شکل نیمرخ طولی رودخانه شده است. مقدار انتگرال هیپسومتری در حوضه‌ی زیرحوضه‌های پلرود، سلمان و جیرکل به ترتیب برابر با ۰/۷۹، ۰/۵۹ و ۰/۳۸ است. این مقادیر حاکی از میزان نسبتاً بالای فعالیت‌های تکتونیک در این ۳ حوضه است. با این حال در این حوضه‌ها و زیرحوضه‌ها عامل تشکیل شکست‌ها و عدم توازن در نیمرخ طولی رودخانه، تغییرات لیتولوژی است. مقادیر انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌های سله‌چال، عسگرآباد، چالک‌رود و سرخ قله بترتیب ۰/۵۴، ۰/۶، ۰/۴۵ و ۰/۴۴ است که نشان از نرخ ملایم تکتونیک در زیرحوضه‌های چالک‌رود و سرخ‌قله و نیز نرخ نسبتاً بالای تکتونیک در زیرحوضه‌های عسگرآباد و سله‌چال است. عامل ایجاد عدم تعادل و شکست در نیمرخ طولی رودخانه در این حوضه و زیرحوضه ترکیبی از عوامل تکتونیک و لیتولوژی است. بیشترین آنومالی شاخص SL در زیرحوضه‌های عسگرآباد، سلمان، سله‌چال است که از لحاظ لیتولوژی در رده بالا و مقاوم می‌باشند، بقیه آنومالی‌های حوضه‌ها و زیرحوضه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه دارای مقادیر شاخص SL متوسط تا پایین هستند، در نهایت با بررسی انجام گرفته در این حوضه و نتایج حاصل مشخص گردید که شکل نیمرخ طولی رودخانه پلرود بیشتر تابع تغییرات لیتولوژی است و فرآیندهای تکتونیک تأثیر کمتری در آن داشته‌اند.

کلیدواژه‌ها: نیمرخ طولی، رودخانه پلرود، تغییرات لیتولوژی، فرآیندهای تکتونیک.

## مقدمه

نیمرخ طولی رودخانه‌ها اطلاعات با ارزشی را در مورد تغییرات شرایط حاکم بر حوضه‌های آبریز در اختیار می‌گذارد. در این راستا نیمرخ طولی رودخانه بطور گسترده‌ای به عنوان شاخصی برای تکامل ژئومورفولوژیکی استفاده می‌شود (Duvall et al, 2004: 156; Goldrick & Bishop, 2007: 654; Bishop, 2007: 334). به همین دلیل بررسی نیمرخ طولی رودخانه‌ها همواره مورد علاقه محققان مختلف بوده است. ایجاد تعادل در نیمرخ طولی رودخانه نیازمند برقراری حالت تعادل بین نیروی حمل، بار رسوبی، کاوش و رسوب‌گذاری است. در این ارتباط ساختمان زمین‌شناسی و جنس سنگ‌ها و نسبت مقاومت آن‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در توجیه مسیر شبکه‌ی آب‌ها به عهده دارند (محمودی، ۱۳۹۱: ۱۲۹). مدت‌هاست که وجود شکل مقعر در نیمرخ طولی رودخانه‌ها اثبات شده است که می‌توان به مطالعات گوگلیمینی<sup>۱</sup> در اواخر قرن هفده میلادی اشاره نمود (Chorley et al, 1964: 87). همچنین در قرن شانزدهم میلادی داوینچی و در قرن هفدهم میلادی گالیله با انجام مطالعات کمی بیان نمودند که نیمرخ طولی رودخانه‌ها به شکل مقعر است (Zavoianu, 1985: 42). حالت مقعر نشان‌دهنده‌ی وجود تعادل بین نیروها و عوامل مؤثر بر نیمرخ طولی رودها بوده و انحراف از این حالت تقعر نشان‌دهنده‌ی برهم‌خوردن تعادل است. تفسیر شکل نیمرخ طولی رودخانه‌ها در زمینه‌های گوناگونی از زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی، از بررسی نحوه‌ی انتقال رسوبات توسط جریان در محیط‌های آبرفتی گرفته تا کاربردهای گسترده در تفسیر لندفرم‌ها کاربرد دارد (Goldrick & Bishop, 2007: 651).

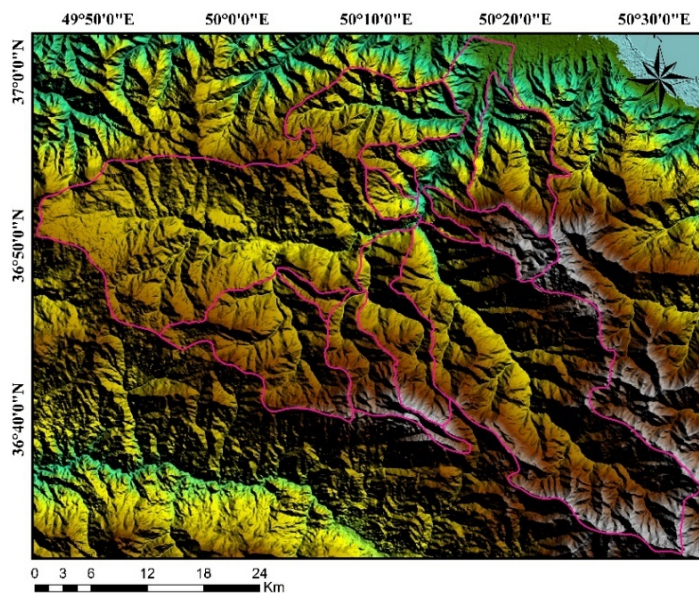
عده‌ای از محققان خروج از حالت تقعر در نیمرخ طولی رودخانه‌ها را نتیجه‌ی پاسخ رود به تغییرات لیتولوژی می‌دانند (Hack, 1973: 425; McKeown et al, 1988: 61). عده‌ای دیگر نیز عدم تقعر در نیمرخ طولی رودها را نتیجه‌ی تغییرات محلی و وجود شکستگی (nickpoint) در مسیر رود می‌دانند (Seeber & Gornitz, 1983: 342; Keller & Rockwell, 1984: 221; Ramirez-Herrera, 1998: 320; Bishop et al, 2005: 371).

استرالر<sup>۲</sup> (۱۹۶۴) روش منحنی هیپسومتری را ارائه نمود که این روش در بین محققین بعدی روش پرکاربردی می‌باشد. تحقیقات هک<sup>۳</sup> (۱۹۷۳) تحول اساسی در بررسی پروفیل طولی رودخانه‌ها را ایجاد کرده است. روش دیگر برای استفاده از نیمرخ طولی رودخانه آنالیز شیب-مساحت است که برای آنالیز رودخانه واحد و ارزیابی تکتونیکی در مقیاس محلی و منطقه‌ای مورد استفاده می‌باشد. روش ۴ DS برای ارزیابی نیمرخ طولی رودخانه‌ها ارائه شده است (Bishop et al, 2005: 371; Goldrick & Bishop, 2007: 656).

بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) با تغییر در هر یک از متغیرها، نظیر تغییر در نیروهای رودخانه‌ای (مانند: افزایش یا کاهش دبی) و یا نیروهای مقاومتی در بستر، شیب نیمرخ طولی و حتی ارتفاع شاخه‌های فرعی متصل به رودخانه اصلی نیز تغییر خواهد کرد.

کلوز و کامفورت<sup>۴</sup> (۱۹۸۳) عدم یکنواختی نیمرخ طولی را به تغییرات ناشی از لیتولوژی نسبت دادند و به این نتیجه رسیدند که حتی وقتی رودخانه در بستر آبرفتی جاری است چنین نابرابری به وسیله‌ی مناطق کم عمق با جریان سریع و عمیق مشخص می‌شوند.





شکل ۲: تصویر Dem حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی پلرود  
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

از ۹۰۰ میلیمتر در سال است و تغییرات دما نیز به نسبت زیاد است، آنچنان که در بخش‌های مجاور خزر، در تابستان دمای هوا به بیش از ۳۵ درجه سانتیگراد می‌رسد، در حالی که در همین زمان در ارتفاعات در بیشتر فصول سال برف وجود دارد. مهمترین حرفه‌ی مردم منطقه کشاورزی و دامداری است. محصولات کشاورزی عمده شامل برنج، چای، فندق و گردو است.

#### مواد و روش‌ها

در این تحقیق ابتدا حوضه‌ی آبریز رودخانه پلرود به ۱۰ زیرحوضه تقسیم شده است، سپس توسط نمودارهای عرض کانال- عمق کانال، نوع جریان در هر یک از زیرحوضه‌ها بطور مجزا مورد بررسی قرار گرفته است. نرخ فعالیت‌های تکتونیکی توسط نمودار هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌ها بطور مجزا تعیین شده است. نمودارهای هیپسومتری از رسم مساحت حوضه‌ی آبریز در برابر ارتفاع حوضه حاصل شده و نتایج آن مستقل از ابعاد حوضه‌ی آبریز است. در مرحله‌ی بعد نیمرخ طولی و نمودارهای DS

#### ویژگی‌های طبیعی محدوده‌ی مورد مطالعه

بخش اصلی محدوده‌ی مطالعاتی شامل حوضه‌ی شهرستان‌های رودسر و املش از استان گیلان است و گستره‌ی کوچکی از آن در حوضه‌ی شهرستان رامسر از استان مازندران قرار دارد. تمام گستره‌ی مطالعاتی در بخش شمالی ستیغ اصلی رشته‌کوه‌های البرز جای دارد. از دید ریخت‌شناسی، گستره، بطور کامل بر روی رشته‌کوه البرز واقع شده است و شامل بلندی‌های خشن و سخت‌گذر، همراه با دره‌های تنگ و ژرف است. پست‌ترین نقطه‌ی آن در محل خروجی رودخانه‌ی پلرود از محدوده‌ی مرز شمالی، با ارتفاع ۲۵ متر پایین‌تر از سطح دریاهای آزاد و بلندترین نقطه‌ی آن در جنوب محدوده با بلندی ۳۳۴۰ متر قرار دارد. در سرتاسر منطقه، کوه‌های بلند فراوانند که این کوه‌ها توسط آبراهه‌ها و دره‌های ژرف از هم جدا می‌شوند. دامنه‌ی شمالی کوه‌های منطقه، تا بلندی حدود ۲۰۰۰ متری، دارای پوشش جنگلی است که تراکم با افزایش بلندی کاهش می‌یابد. بارش بطور عمده به صورت باران و برف است. اندازه میانگین بارندگی سالانه بیش

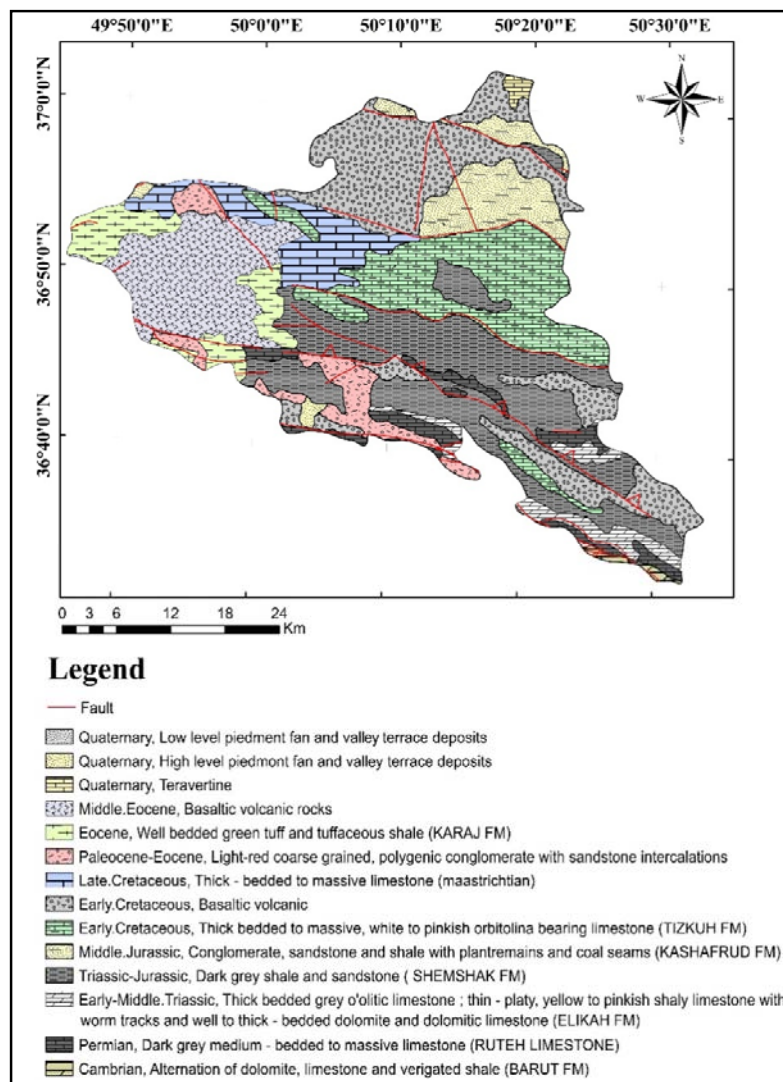
باختر از حالت خاوری- باختری در حال تغییر به شمال باختری- جنوب خاوری هستند. از ویژگی‌های آشکار زمین‌شناسی منطقه نبود رخنمون‌های سنگی پرکامبرین و محدود بودن سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین به بخش جنوبی ارتفاعات است. هیچ‌گونه رخنمونی از سنگ‌های متعلق به اردووسین، سیلورین و دونین در این گستره دیده نشده است. سنگ‌های پالئوزوئیک بالا شامل سازندهای مبارک (کربونیفر زیرین)، درود (پرمین زیرین)، روته و سن (پرمین بالا) دارای رخنمون قابل توجه هستند. هیچ‌گونه رخنمونی از سنگ‌های کربونیفر بالا در این محدوده دیده نشده است. سنگ‌های متعلق به مزوزوئیک شامل سنگ‌های تریاس زیرین، تریاس میانی، تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین، ژوراسیک میانی و زیرین و کرتاسه زیرین و بالایی نیز بخش اعظم رخنمون‌های سنگی منطقه را می‌سازند. از سنگ‌های متعلق به سنوزوئیک نیز کنگلومرای پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن و سری تخریبی میوسن به همراه انباشته‌های رودخانه‌ای کواترنری (به صورت پادگانه‌های آبرفتی) دارای گسترش قابل توجه در منطقه هستند (گزارش چهارگوش زمین‌شناسی قزوین- رشت).

تمام زیرحوضه‌ها رسم گردیده و با رسم این نمودارها وضعیت نیمرخ طولی حوضه‌ها بررسی شده و نقاط خروج از حالت تعادل و به عبارتی نیک‌پوینت‌ها مشخص شده است. در هر یک از زیرحوضه‌ها عامل ایجاد نیک‌پوینت‌های شناسایی شده، جستجو گردیده تا مشخص شود علت وضعیت شکل‌کنونی نیمرخ طولی رودخانه‌ها در حوضه‌ی آبریز پلرود چه عاملی می‌باشد. در انجام این تحقیق از نقشه‌های زمین‌شناسی واحدهای سنگی استفاده شده است. برای شناسایی محدوده‌ی زیرحوضه‌های رودخانه‌ی پلرود و رسم نیمرخ‌های طولی از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و مدل ارتفاع رقومی DEM منطقه استفاده نمودیم. همچنین در رسم نقشه‌ها، نمودارها و تحلیل‌ها از نرم‌افزارهای Arc GIS، Excel، Global mapper و ENVI استفاده شده است.

### بحث

#### موقعیت منطقه در زمین‌شناسی ایران

گستره‌ی مطالعاتی، بخش‌های میانی و شمالی چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ قزوین- رشت را در بر می‌گیرد و از دیدگاه ساختاری، بخشی از البرز مرکزی است که روندهای ساختمانی در آن از خاور به



شکل ۳: نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ رشت و قزوین که حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی پلرود در آن نشان داده شده است.

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

### ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه

#### چین‌ها

روند عمومی چین‌خوردگی در منطقه، شمال باختر- جنوب خاور است. به دلیل تأثیر فازهای زمین‌ساختی پرشمار، شدت چین‌خوردگی در واحدهای سنگ چینه‌ای، با سن‌های گوناگون، متفاوت است، به گونه‌ای که در واحدهای سنگ‌چینه‌ای جوان‌تر شدت دگر-ریختی کمتر است. چین‌خوردگی در ارتباط با گسلش

است از این رو به ویژه در بخش‌های باختری چین‌ها به شدت گسلیده‌اند و چین‌های با هندسه‌ی سالم کمتر دیده می‌شود (گزارش چهارگوش زمین‌شناسی قزوین- رشت).

#### گسله‌ها

در ورقه‌ی مورد مطالعه انواع گوناگون از گسل‌ها (گسل‌های معکوس، راندگی، راستالغز و عادی) وجود دارند که نقش به‌سزایی در تکامل ساختاری و دگرریختی

و اگر  $\alpha \geq 59$  باشد، جریان از نوع گراول است. این نوع جریان دارای کمترین قدرت حمل بوده و قادر به حمل ذرات با ابعاد گراول (4-64 mm) و بزرگتر نمی‌باشد. برای رسم این نمودار، ابتدا در نقاط مختلف از کانال رود، مقادیر عرض و عمق کانال اندازه‌گیری شده است. برای اینکار از مدل رقمی ماهواره‌ای DEM منطقه با قدرت تفکیک ۹۰ متر استفاده شده است، سپس مقادیر حاصل، بر روی صفحه مختصات پلات گردیده است. خط روند نقاط حاصل رسم و مقدار مؤلفه  $\alpha$  را به دست آورده شده است. مقادیر بالاتر  $\alpha$  نشان از جریان با قدرت حمل و فرسایش کمتر و مقادیر پایین‌تر آن نشان از جریان با قدرت حمل و فرسایش بیشتر می‌باشد.

#### منحنی‌های هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری

این منحنی‌ها، پراکندگی ارتفاعات را در بخشی از پهنای یک حوضه‌ی زهکشی به کل وسعت حوضه تشریح می‌کنند. همچنین در این منحنی‌ها با کشیدن نسبت ارتفاع کل حوضه (نسبت ارتفاعی  $h$  به  $H$  یا  $h/H$ ) به نسبت مساحت کل حوضه (نسبت مساحت  $a$  به  $A$  یا  $a/A$ ) حاصل می‌شود. مقدار  $a/A$  همواره از عدد یک در پایین‌ترین نقطه حوضه تا عدد صفر در بالاترین نقطه حوضه در نوسان است. یک خصوصیت مهم منحنی‌های هیپسومتری آن است که حوضه‌های زهکشی با ابعاد مختلف را می‌توان با یکدیگر مقایسه نمود، چرا که مساحت و ارتفاع نسبت به کل مساحت و ارتفاع حوضه ترسیم می‌گردند، بطوری که منحنی ترسیم شده از اختلاف ابعاد حوضه و ارتفاعات مستقل می‌گردد (رادفر و پورکرمانی، ۱۳۸۲: ۱۶۸). یک راه ساده برای تشخیص منحنی هیپسومتری برای یک حوضه‌ی زهکشی، محاسبه‌ی انتگرال هیپسومتری می‌باشد. انتگرال مساحت زیر منحنی هیپسومتری می‌تواند نشانگر شکل منحنی و میزان فعالیت‌های منطقه باشد. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری بر این امر دلالت

منطقه داشته‌اند. گسله‌های اصلی بیشتر روند شمال باختری- جنوب خاوری دارند و در نتیجه‌ی عملکرد آن‌ها منطقه به صورت پهنه‌های باریک و موازی با همین روند درآمده است (گزارش چهارگوش زمین- شناسی قزوین- رشت).

#### نمودار عرض کانال - عمق کانال

این نمودار توسط لئوپولد و ولمن (۱۹۵۷)<sup>۱</sup> و هارتسورن و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۰۲) ارائه و توسط فینگانگ<sup>۳</sup> (۲۰۰۵) و بر پایه‌ی مدل‌ها و آزمایشات تجربی کاملتر شده است. در این روش، داده‌های حاصل از اندازه‌گیری عرض کانال رودخانه در برابر عمق کانال بر روی نمودار رسم شده است. سپس میزان پارامتر  $\alpha$  برای هر یک از حوضه‌ها از روی نمودار مربوطه استخراج گردیده است. پارامتر  $\alpha$  بیانگر نسبت تغییرات  $X$  به تغییرات  $Y$  در نمودار مورد نظر است. از این روش می‌توان نوع جریان را در رودخانه‌ی مورد نظر تعیین نمود. به عبارتی این نمودار نشان‌دهنده‌ی قدرت جریان و همچنین نوع سنگ بستر در کانال رود را نشان می‌دهد. در صورتی که  $\alpha \leq 5$  باشد، نشان‌دهنده‌ی جریان سنگ بستری است. در این حالت، قدرت فرسایشی رود به قدری بالاست که تمام مواد در کف بستر خود را حمل کرده و شروع به حفر بستر سنگی خود نموده است. در صورتی که  $\alpha = 9$  باشد، نشانگر جریان از نوع بولدر است. در این نوع رود، قدرت فرسایشی کمتر از نوع قبلی بوده و قادر به حمل رسوبات با ابعاد بولدر ( $256\text{mm} \leq$ ) نمی‌باشد.

در این نوع جریان، در کف بستر رود قطعات با ابعاد بولدر باقی مانده‌اند. اگر  $\alpha = 21$  باشد، نشان- دهنده‌ی جریان از نوع کابل است. در این جریان، قدرت رود کمتر از موارد قبل بوده و قادر به حمل رسوبات با ابعاد کابل (64-256 mm) و بزرگتر نیست

بستر رود می‌باشند. نیک‌پوینت‌ها، محلی در نیمرخ طولی رود هستند که دارای شیب تندتری نسبت به اطرافشان می‌باشند (Gardner, 1983: 665).

به عقیده‌ی هک<sup>۱</sup> (۱۹۷۳، ۱۹۵۳)، این شیب تند می‌تواند به علت مقاومت زیاد در واحدهای سنگی و یا افزایش تنش برشی باشد. همچنین نیک‌پوینت‌ها می‌توانند در اثر فعالیت تکتونیکی و بالآمدگی زمین و یا افت سطح اساس ایجاد شوند. نیک‌پوینت‌ها در رودخانه‌های سنگ بستری عموماً توسط بالآمدگی سطح زمین و یا افت سطح اساس ایجاد می‌شوند (Bishop et al, 2007: 771). در این تحقیق ابتدا با رسم منحنی‌های DS، نیک‌پوینت‌ها در خط تقسیم زیرحوضه‌های رودخانه‌ی پلرود مشخص شده است، سپس نقاطی که در آنجا نیک‌پوینت‌ها مشاهده گردیده بر روی نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه پلات شده است. اگر نیک‌پوینت در محل تغییر لیتولوژی باشد، برای مثال در محل گذر یک واحد سنگی مقاوم ماسه‌سنگی به یک واحد شیلی، نیک‌پوینت مورد نظر مربوط به تغییرات لیتولوژی است. اما در غیر این صورت دلیل آن بالآمدگی سطح زمین در نظر گرفته شده است. با توجه به اینکه سطح اساس رودخانه‌ی پلرود، دریای خزر است و تغییرات کمی دارد، عامل افت سطح اساس را در ایجاد نیک‌پوینت‌ها می‌توان حذف نمود.

### شاخص طول - گرادیان رود

شاخص طول گرادیان رود برای یک محدوده‌ی مشخص توسط (Hack, 1957; 1973; 1982) به صورت ذیل تعریف می‌شود:

$$SL = \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \cdot L$$

SL = شاخص طول - گرادیان رود

$\left( \frac{\Delta H}{\Delta L} \right)$  = شیب کانال یا گرادیان محدوده‌ی مورد نظر  
 $(\Delta L)$  تغییرات طول کانال،  $\Delta H$  تغییرات ارتفاع کانال)

دارد که اکثر توپوگرافی منطقه نسبت به ارتفاع میانگین بلندتر است، مثلاً ارتفاع بلند و مسطح آن به وسیله‌ی یک رودخانه‌ی عمیق حفر شده است، که این امر نشانگر تکتونیک فعال است. مقادیر متوسط و کم انتگرال تشریح‌کننده‌ی وضعیت معمولی و حوضه‌های زهکشی عادی هستند، یعنی زهکشی‌های عادی در روی سطوح ارتفاعی، دارای اختلاف ارتفاع چندانی با محیط پیرامون خود نمی‌باشند (حداکثر و حداقل انتگرال هیپسومتری بین ۱ تا ۰ در نوسان است). نسبتی که بین انتگرال هیپسومتری و چرخه‌ی فرسایشی دیویس وجود دارد به این صورت است که یک انتگرال هیپسومتری بالا، نشانگر توپوگرافی جوان (مرحله جوانی مدل دیویس)، در صورتی که انتگرال هیپسومتری با مقادیر حد وسط که شکل S مانند را نشان می‌دهد، به حالت بلوغ اشاره دارد و مقادیر پایین انتگرال نشانگر حالت پیری در چرخه‌ی فرسایشی دیویس است. بطور کلی، داده‌های هیپسومتری نشان می‌دهد که چه مناطقی دارای پتانسیل بیشتری از لحاظ تکتونیکی بوده و چه مناطقی از نظر تکتونیکی دارای پتانسیل کمتری می‌باشند (پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸: ۷۳)

### نیمرخ طولی رودخانه و نمودار DS

با رسم نمودارهای DS در کنار نیمرخ طولی، می‌توان شکل کانال رودخانه را تفسیر نمود و نقاطی را که از حالت تعادل خارج شده‌اند تشخیص داد. توسط این نمودارها می‌توان نیک‌پوینت‌ها و یا نقاط شکست در مسیر رود را مشخص نمود. برای رسم نمودار DS نیاز است که در نقاط مختلف از کانال رودخانه، میزان شیب بستر رود و فاصله آن نقطه تا سرچشمه‌رود، اندازه‌گیری شود. سپس  $\ln$  مقادیر فوق محاسبه و بر روی صفحه مختصات پیاده شود. در نمودار حاصل، نقاطی که به صورت قله نسبت به نقاط مجاور قرار دارند نمایانگر نیک‌پوینت و یا شکست در توپوگرافی

$L$  = طول کل کانال از محل تقسیم رود تا وسط منطقه‌ای

است که در آن شاخص محاسبه می‌گردد.

شاخص شیب- طول (شاخص SL) یکی از پارامترهای کمی ژئومورفیک مورد استفاده در بررسی‌های مورفوتکتونیک است (Hack, 1973: 428).

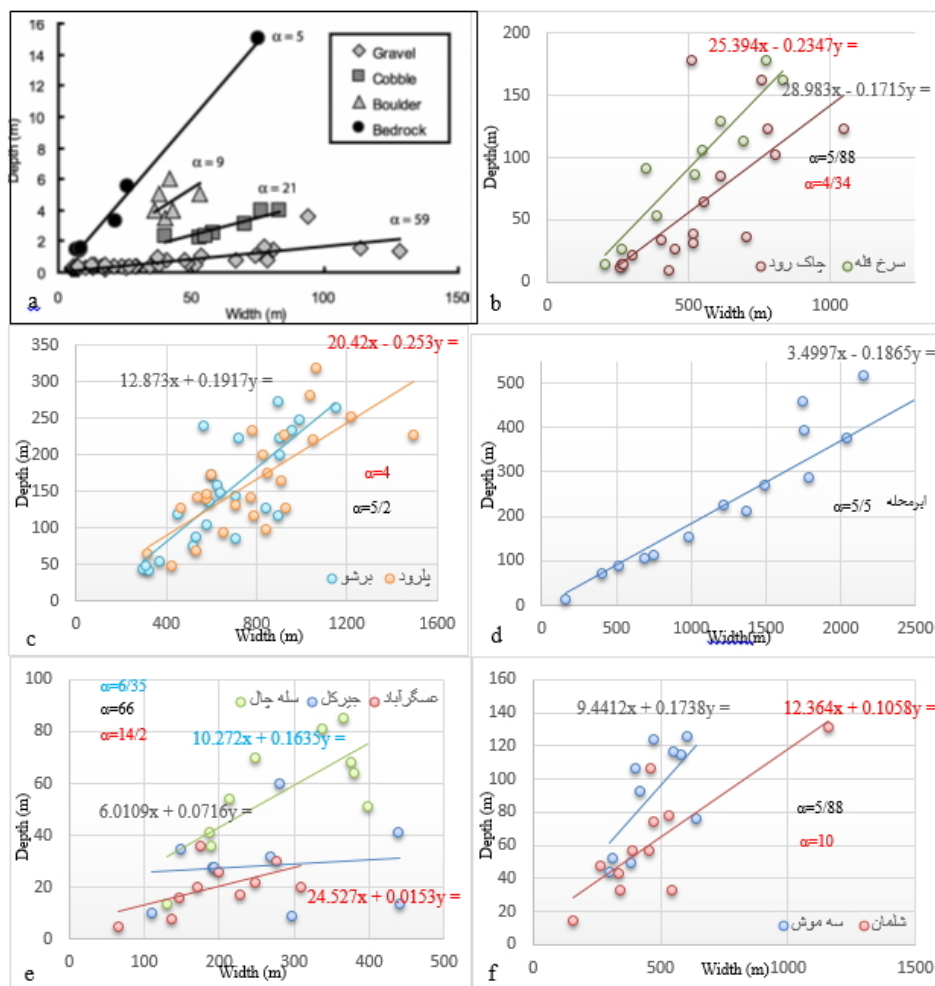
در مناطق فعال از لحاظ تکتونیک و یا در بررسی مناطق با مقیاس بزرگ، شاخص SL می‌تواند یک ابزار مفید برای تعیین جابه‌جایی‌های تکتونیک باشد (Chen et al, 2003: 115; Zovoili et al, 2004: 1719).

زمانی که رودخانه‌ها و آبراهه‌ها در نواحی با نرخ بالا آمدگی زیاد جریان دارند، مقدار SL افزایش می‌یابد، اما وقتی جریان رودخانه به موازات ساختارهایی مانند دره‌های حاصل از گسل راستالغز صورت گیرد، میزان SL کاهش می‌یابد (Keller & Pinter, 2002). بیشترین آنومالی شاخص SL در زیرحوضه‌های شلمان، سله چال، عسگرآباد است که از لحاظ لیتولوژی در رده بالا و مقاوم می‌باشند. بالا بودن شاخص SL آن به دلیل وجود ساختار تکتونیک فعال و جوان (گسل فعال) در آن نقطه می‌باشد. حوضه و زیرحوضه‌های پلرود، چالک‌رود و سرخ‌قله دارای نرخ فعالیت تکتونیک متوسط هستند، بقیه‌ی آنومالی‌های حوضه‌ها و زیرحوضه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه دارای مقادیر شاخص SL متوسط تا پایین هستند، که علت آن را می‌توان عدم وجود لیتولوژی مقاوم و یا ساختارهای فعال و جوان در آن محدوده اشاره کرد.

## بحث

### نوع جریان در زیرحوضه‌ها

همانطور که ذکر شد قدرت و نوع جریان را با اندازه‌گیری عرض و عمق کانال می‌توان مشخص نمود. نمودارهای رسم شده برای زیرحوضه‌های رودخانه‌ی پلرود حاکی از آن است که در زیرحوضه‌های ابرمحل، چالک‌رود، سرخ‌قله، برشو، پلرود و سه‌موش جریان از نوع سنگ بستری می‌باشد و در زیرحوضه‌ی سله‌چال، جریان بین سنگ بستری و بولدر است. همچنین جریان در رودخانه‌ی شلمان از نوع بولدر و در رودخانه‌ی عسگرآباد بین بولدر و کابل و در رودخانه‌ی جیرکل از نوع گراول است. این نتایج با موقعیت جغرافیایی و وضعیت توپوگرافی حوضه‌ها در توافق است. حوضه‌های جیرکل، عسگرآباد و شلمان در دامنه‌های شمالی کوه‌های البرز در ارتفاع پست و نزدیک به دریای خزر قرار گرفته‌اند، بنابراین دور از انتظار نیست که نوع جریان آن‌ها گراول، بولدر و کابل باشد. چرا که قدرت انتقال جریان رود به علت ارتفاع پست و شیب ملایم، نسبتاً کم است. اما در حوضه‌های چالک‌رود، سرخ‌قله و برشو که در ارتفاع بالاتری قرار گرفته و بالطبع دارای شیب تندتر و قدرت جریان رود بالاتری می‌باشند که این امر سبب حمل رسوبات ریز و درشت و حفر سنگ بستر توسط رود شده است.



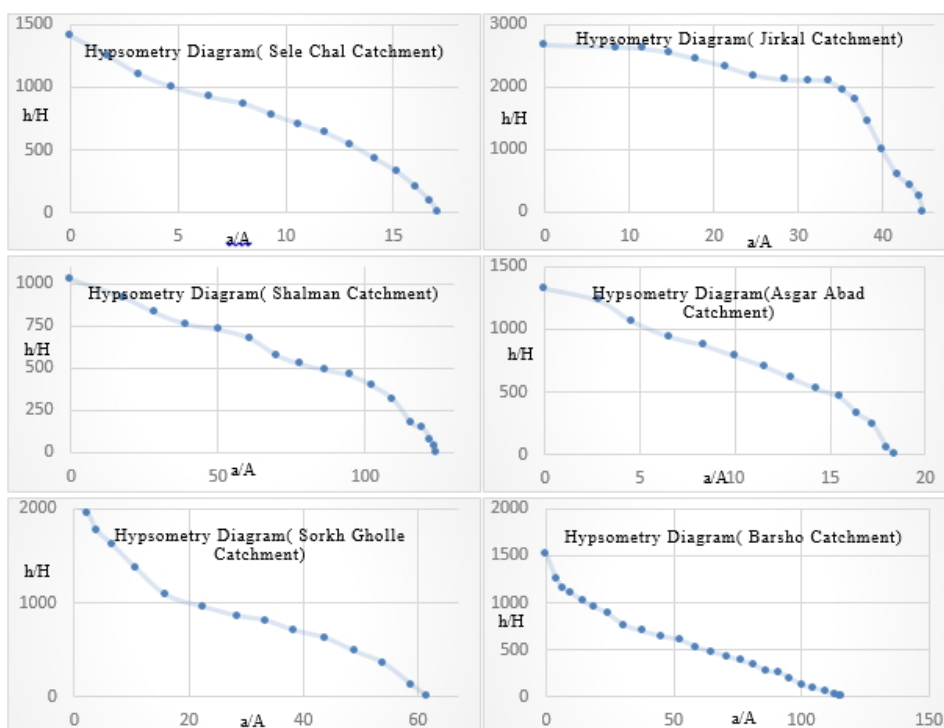
شکل ۴: a. نمودار نمونه (Finnegan et al, 2005). b تا f. نمودارهای عرض کانال - عمق کانال

در زیرحوضه‌های رودخانه‌ی پلرود (مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴)

نرخ فعالیت‌های تکتونیکی ملایم بوده و بین نیروهای تکتونیکی که سبب بالآمدگی سطح زمین می‌شوند و فرآیندهای فرسایشی که سبب از بین رفتن ارتفاعات می‌شوند، تعادل و توازن برقرار است. اما در زیرحوضه‌های شلمان، سله چال، عسگرآباد و چیرکل میزان فعالیت‌های تکتونیکی بالا بوده و نیروهای تکتونیکی بر فرآیندهای فرسایشی غلبه دارند.

نرخ فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌ی آبریز پلرود میزان فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه و در هر یک از زیرحوضه‌ها، بطور مجزا به روش منحنی‌های هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری بررسی شد (شکل ۴، ۵ و جدول ۱).

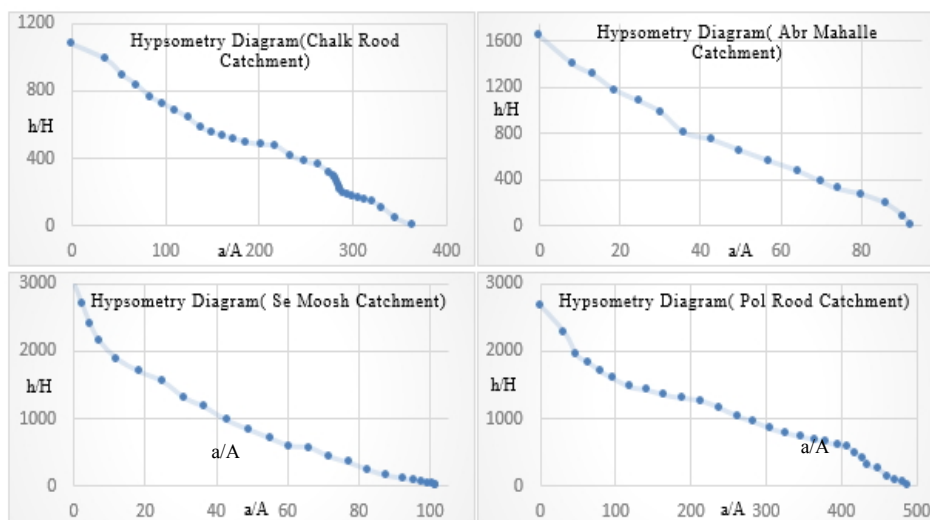
این بررسی نشان می‌دهد که در زیرحوضه‌های سه موش، پلرود، برشو، ابرمحله، چالک رود و سرخ‌قله،



شکل ۵: نمودارهای هیپسومتری زیرحوضه‌های سله‌چال، جیرکل، شلمان، عسگرآباد، سرخ‌قله و برشو  
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

بالا بوده و نیروهای تکتونیکی بر فرآیندهای فرسایشی  
غلبه دارند.

در زیرحوضه‌های برشو و سرخ‌قله، میزان فعالیت‌های  
تکتونیکی ملایم اما در زیرحوضه‌های شلمان، سله-  
چال، عسگرآباد و جیرکل میزان فعالیت‌های تکتونیکی



شکل ۶: نمودارهای هیپسومتری زیرحوضه‌های چالک‌رود، ابرمحل، پل‌رود و سه‌موش  
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

نیروهای تکتونیکی و فرآیندهای فرسایشی تعادل و توازن برقرار است.

در زیرحوضه‌های سه موش، پلرود، ابرمحل و چالک رود، نرخ فعالیت‌های تکتونیکی ملایم بوده و بین

جدول ۱: مقادیر انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌های رودخانه پلرود

ابرمحل	شلمان	سه موش	پلرود	سله چال	چالک رود	عسگرآباد	برشو	سرخ قله	جیرکل
۰/۴	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۳	۰/۴	۰/۷
۱	۹	۲	۸	۴	۵		۹	۴	۹

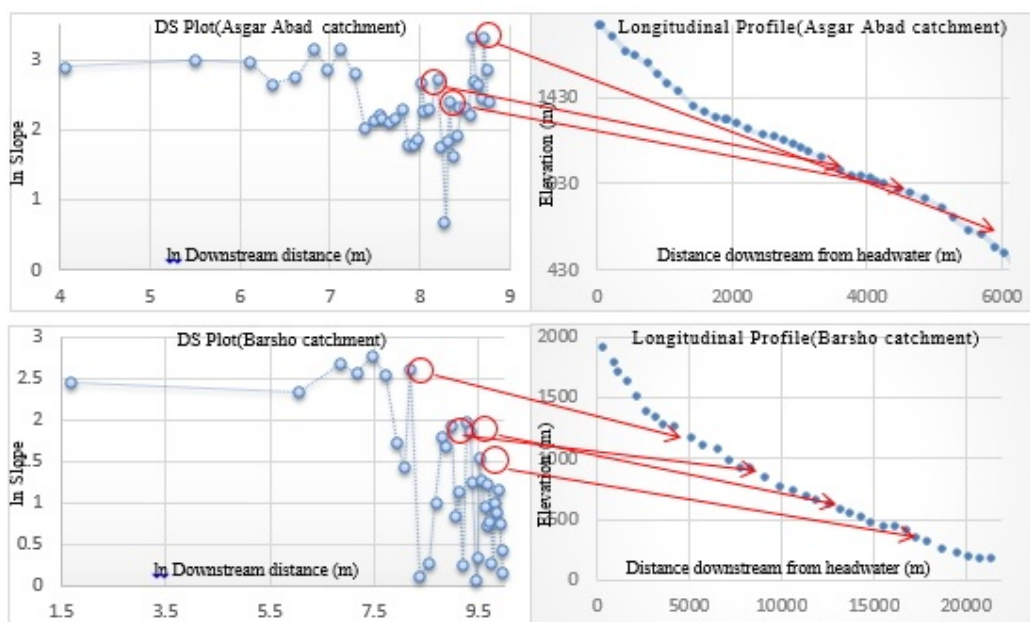
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

افزایش تنش برشی، بالآمدگی سطح زمین و یا افت سطح اساس ایجاد شود (Bishop et al, 2005: 770). باتوجه به اینکه سطح اساس حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی پلرود دریای خزر بوده و وسعت این دریا، قاعدتاً تغییرات ناگهانی و زیاد می‌باشد که سبب ایجاد نیک-پوینت‌ها شده است، در این دریا دور از انتظار است. بنابراین می‌توان عامل افت سطح اساس در ایجاد نیک‌پوینت‌ها را در حوضه‌ی پلرود نادیده گرفت. در ادامه نیمرخ طولی و نمودار DS تمام زیرحوضه‌های رودخانه پلرود رسم شده که بر روی این نمودارها می‌توان نیک‌پوینت‌ها را مشاهده نمود.

زیرحوضه‌های سه موش، پلرود، برشو، ابرمحل، چالک‌رود و سرخ قله، دارای مقادیر کم و زیرحوضه‌های شلمان، سله‌چال، عسگرآباد و جیرکل دارای مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری هستند.

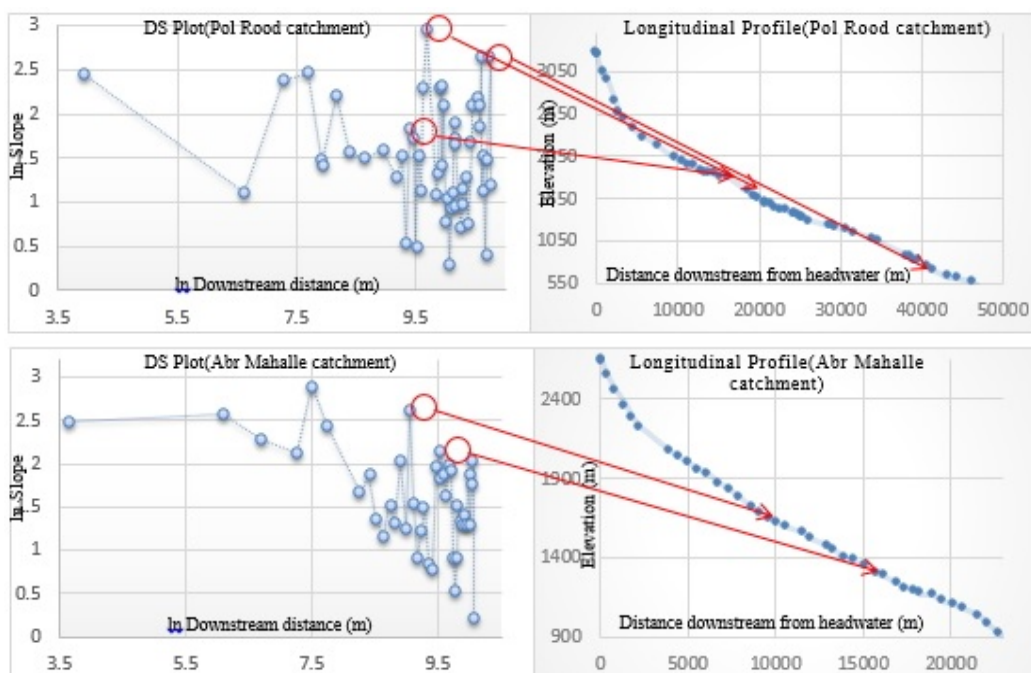
### نیک‌پوینت‌ها در حوضه‌ی آبریز پلرود و علل پیدایش آن‌ها

همانطور که ذکر شد، نیک‌پوینت محلی در نیمرخ طولی رود بوده که دارای شیب تندتری نسبت به اطرافشان هستند. این شیب تند می‌تواند به علت تغییرات لیتولوژی و مقاومت زیاد در واحدهای سنگی،



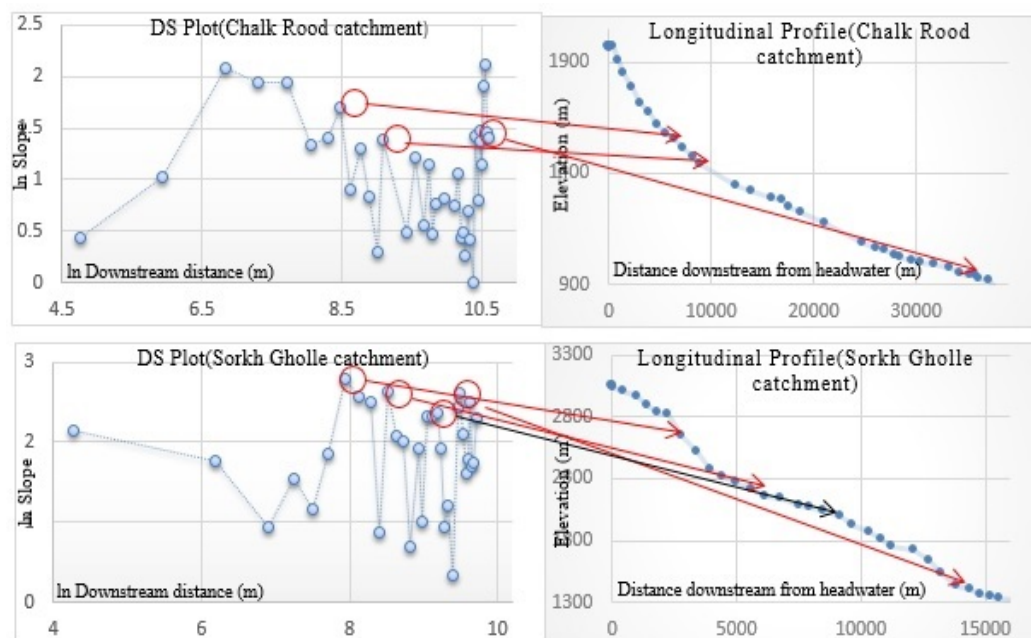
شکل ۷: نیمرخ طولی و نمودار DS زیرحوضه‌های عسگرآباد، برشو، پلرود و ابرمحل

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴



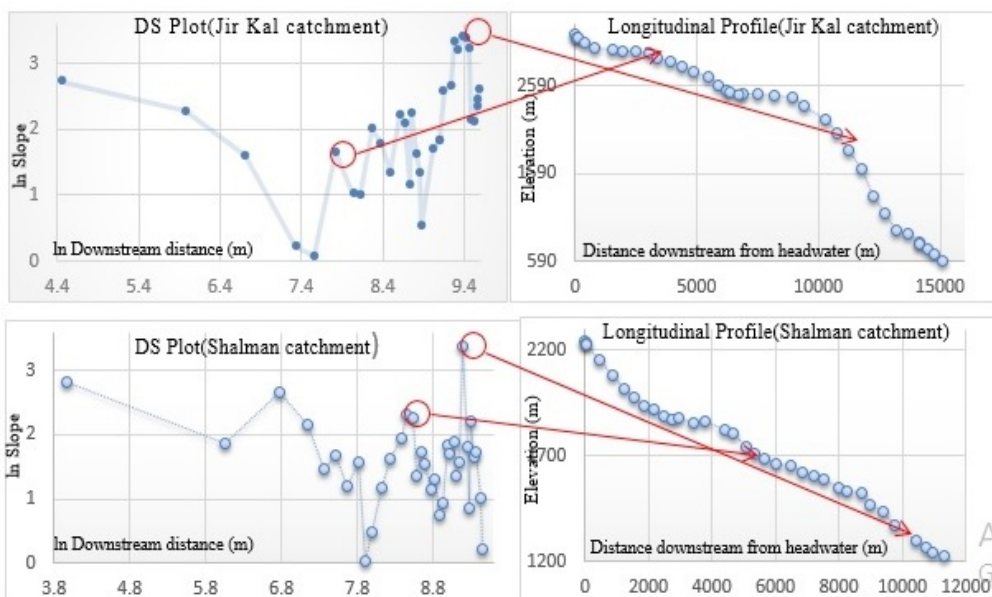
ادامه شکل ۷: نیمرخ طولی و نمودار DS زیر حوضه‌های عسگر آباد، برشو، پلرود و ابرمحله

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

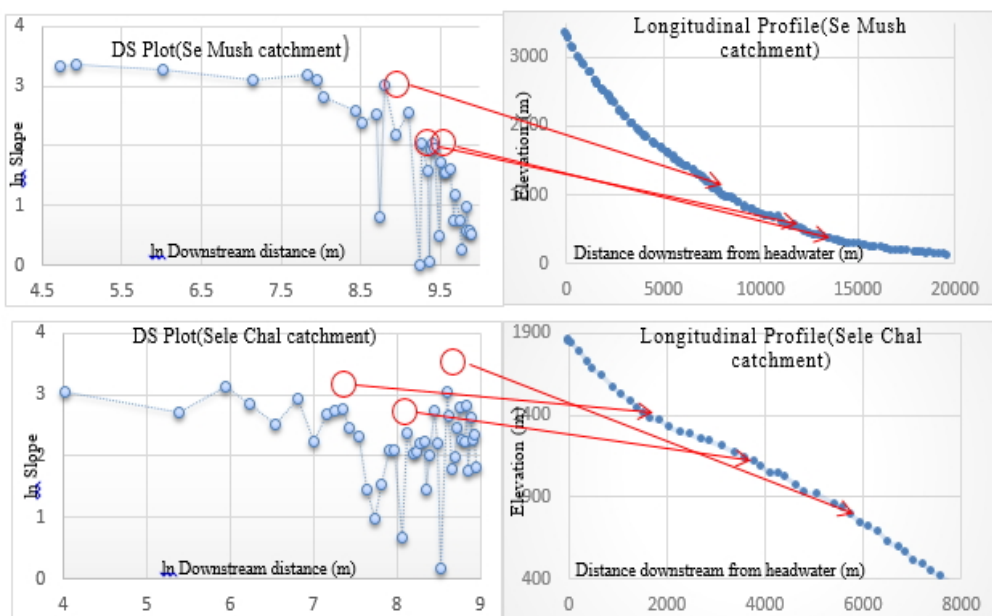


شکل ۸: نیمرخ طولی و نمودار DS زیر حوضه‌های چالکرود، سرخ‌قله، جیرکل و سلمان

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴



ادامه شکل ۸: نیمرخ طولی و نمودار DS؛ زیرحوضه‌های چالک رود، سرخ‌قله، جبرکل و سلمان  
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴



شکل ۹: نیمرخ طولی و نمودار DS؛ زیرحوضه‌های سه‌موش و سه‌چال  
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

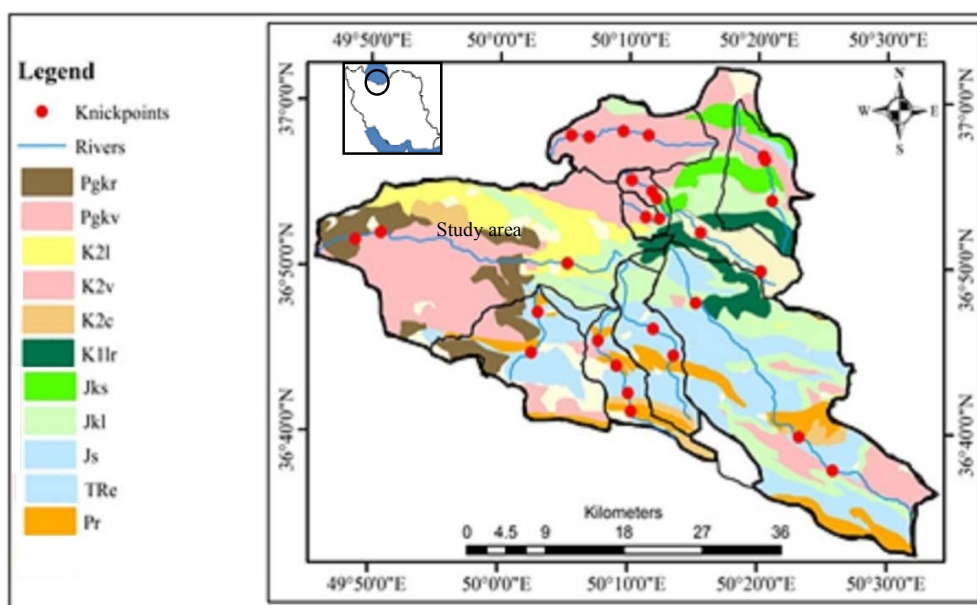
در مرز واحدهای سنگی قرار دارند را می‌توان به تغییرات لیتولوژی ارتباط داد. ولی عامل تشکیل نیک‌پوینت‌هایی

نیک‌پوینت‌هایی که توسط نمودارهای نیمرخ طولی و DS یافت گردیده، بر روی نقشه لیتولوژی منطقه رسم شده است (شکل ۹). عامل ایجاد نیک‌پوینت‌هایی که

عامل تشکیل نیک‌پوینت‌ها در زیرحوضه‌های شلمان، جیرکل و پل‌رود، صرفاً تغییرات لیتولوژی است و عامل تشکیل در زیرحوضه‌های سرخ‌قله، چالک‌رود، عسگرآباد و سله‌چال، ترکیبی از هر دو عامل بالآمدگی تکتونیکی و تغییرات لیتولوژی می‌باشد.

که درمکانی غیر از مرز واحدهای سنگی تشکیل شده‌اند را می‌توان مرتبط با تکتونیک دانست.

در این نیک‌پوینت‌ها، بالآمدگی بستر رود در اثر عوامل تکتونیکی، سبب تشکیل نیک‌پوینت‌ها شده است. بر این اساس عامل ایجاد نیک‌پوینت‌ها در زیرحوضه‌های برشو، سه‌موش و ابرمحل، صرفاً تکتونیک می‌باشد.



شکل ۱۰: نقشه لیتولوژی حوضه آبریز پل‌رود و نیک‌پوینت‌های شناسایی شده در این حوضه آبریز

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۴

## نتیجه

بالآمدگی زمین توسط منحنی‌های هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌های رودخانه‌ی پل‌رود بررسی شده نشان می‌دهد که در زیرحوضه‌های سه‌موش، پل‌رود، برشو، ابرمحل، چالک‌رود و سرخ‌قله میزان فعالیت‌های تکتونیکی ملایم بوده و بین نیروهای تکتونیکی که سبب بالآمدگی سطح‌زمین می‌شوند و فرآیندهای فرسایشی که سبب از بین رفتن ارتفاعات می‌شوند، تعادل و توازن برقرار است. اما در زیرحوضه‌های شلمان، سله‌چال، عسگرآباد و جیرکل میزان فعالیت‌های تکتونیکی بالا بوده و نیروهای تکتونیکی بر فرآیندهای فرسایشی غلبه دارند. شکل نیمرخ طولی رودخانه، در زیرحوضه‌های برشو، ابرمحل و سه‌موش از تکتونیک تبعیت می‌کند. عامل تکتونیک در این ۳ حوضه،

با رسم نمودارهای عرض کانال - عمق کانال، نوع جریان در زیرحوضه‌های رودخانه پل‌رود بررسی گردیده است. این بررسی‌ها نشان می‌دهد، در زیرحوضه‌های ابرمحل، چالک‌رود، سرخ‌قله، برشو، پل‌رود و سه‌موش جریان از نوع سنگ‌بستری می‌باشد. در زیرحوضه‌ی سله‌چال جریان رود بین سنگ‌بستری و بولدر است. همچنین جریان در رودخانه‌ی شلمان از نوع بولدر و در رودخانه‌ی عسگرآباد بین بولدر و کابل و در رودخانه‌ی جیرکل از نوع گراول است. یادآوری می‌شود که نوع جریان نشان‌دهنده‌ی قدرت حمل و فرسایش رود است. میزان فعالیت‌های تکتونیکی و

تکتونیک سبب ایجاد نیک‌پوینت‌ها شده است. اما در زیرحوضه‌های شلمان، پل‌رود و جیرکل علی‌رغم میزان بالای فعالیت تکتونیک، ناهمگنی لیتولوژی در حوضه‌ی آبریز این رودها سبب ایجاد حالت نامتعادل در نیمرخ طولی رودخانه شده است و نیک‌پوینت‌ها مرتبط با تکتونیک در این زیرحوضه‌ها مشاهده نشده است.

### منابع

- اسماعیلی، رضا؛ صدرالدین متولی؛ محمد مهدی حسین‌زاده (۱۳۹۱). اثرات مورفوتکتونیک رودخانه‌های در حوضه آبریز لاریج‌رود؛ البرز شمالی. فصلنامه جغرافیای سرزمین. شماره ۳۳. صفحات ۸۹-۷۷.
- رادفر، شهباز؛ محسن پورکرمانی (۱۳۸۲). ریخت‌زمین‌ساخت گسل کوهبنان، مجله علوم زمین. شماره ۵۷. صفحات ۱۸۳-۱۶۶.
- بیانی‌خطیبی، مریم (۱۳۸۸). تحلیل اثرات فعالیت‌های تکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه‌های حوضه قرقچای واقع در دامنه‌های شرقی سه‌سند، مجله فضای جغرافیایی اهر. شماره ۲۷. صفحات ۱۱۳-۷۹.
- پورکرمانی، محسن؛ علی سلگی (۱۳۸۸). مورفوتکتونیک، تهران. انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی. واحد علوم و تحقیقات. چاپ اول.
- محمودی، فرج‌الله (۱۳۸۶). ژئومورفولوژی دینامیک، تهران. انتشارات دانشگاه پیام نور. چاپ اول.
- Altin, T. B (2012). Geomorphic signatures of active tectonics in drainage basins in the Bolkar mountain, Turkey, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 40: 271-285.
- Bishop, P.T.B., Hoey, J.D., and Artza, I.L (2005). Knickpoint recession rates and catchments area: the case of uplifted rivers in Scotland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 767- 778.
- Bishop, P (2007). Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes *Earth Surface Processes And Landforms*, 32: 329-365.
- Chen, Y.C., Sung, Q., and Cheng, K.Y (2003). Along-Strike variations of morphotectonic Feature in the Western Foothill of Taiwan: tectonic implications based on Stream-Gardient and Hypsometric analysis, *Geomorphology*, 56: 109-137.

تشکیل نیک‌پوینت‌ها و به عبارتی ایجاد شکست و حالت نامتعادل در شکل نیمرخ طولی رودخانه است. مقادیر انتگرال هیپسومتری در این زیرحوضه‌ها نیز بیانگر نرخ ملایم فعالیت‌های تکتونیک و بالآمدگی بوده که با این نتیجه‌گیری در توافق است. عامل تشکیل نیک‌پوینت‌ها و شکست‌ها در زیر حوضه‌های شلمان، پل‌رود و جیرکل تغییرات لیتولوژی می‌باشد. به عبارتی تغییرات لیتولوژی در این ۳ زیرحوضه سبب خروج از حالت متوازن در شکل نیمرخ طولی رودخانه شده است. مقدار انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌های جیرکل، شلمان و پل‌رود به ترتیب برابر با ۰/۷۹، ۰/۵۹ و ۰/۳۸ است. با اینکه این مقادیر حاکی از میزان نسبتاً بالای فعالیت‌های تکتونیک در این ۳ حوضه است، با این حال در این حوضه‌ها عامل تشکیل شکست‌ها و عدم توازن در نیمرخ طولی رودخانه، تغییرات لیتولوژی است.

مقادیر انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه‌های سله-چال، عسگرآباد، چالک‌رود و سرخ‌قله به ترتیب ۰/۵۴، ۰/۴۵/۶ و ۰/۴۴ است که نشان از نرخ ملایم تکتونیک در زیرحوضه‌های چالک‌رود و سرخ‌قله و نیز نرخ نسبتاً بالای تکتونیک در زیرحوضه‌های سله‌چال و عسگرآباد است. بیشترین آنومالی شاخص SL در زیرحوضه‌های عسگرآباد، شلمان، سله‌چال است که از لحاظ لیتولوژی در رده‌ی بالا و مقاوم می‌باشند، بقیه‌ی آنومالی‌های حوضه‌ها و زیرحوضه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه دارای مقادیر شاخص SL متوسط تا پایین هستند، عامل ایجاد عدم تعادل و شکست در نیمرخ طولی رودخانه در این زیرحوضه‌ها ترکیبی از عوامل تکتونیک و لیتولوژی است. در نهایت می‌توان بیان نمود شکل نیمرخ طولی رودخانه‌ی پل‌رود بیشتر تابع تغییرات لیتولوژی نسبت به فرآیندهای تکتونیک می‌باشد. به عبارتی در زیرحوضه‌های برشو، ابرمحل و سه‌موش که دارای همگنی در لیتولوژی هستند، فعالیت‌های

- Hartshorn, K., Hovius, N., Dade, W.B., and Slingerland, R.L.(2002). Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt, *Science*, 397: 2036-2038.
- Jones, O. T (1924). Longitudinal profiles of the Upper Towy drainage system. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 80: 568-609.
- Keller, E.A and Rockwell, T.K (1984). Tectonic geomorphology, Quaternary chronology and paleoseismicity, In *Development & Applications of Geomorphology*, Costa JE., Fleisher PJ., (eds). Springer, Berlin, 203-239.
- Keller, E. A and Pinter, N (2002). *Active tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall: New Jersey, 362 PP.
- Leopold, L.B., and Wolman, M.G (1957). River channel patterns--Braided, meandering and straight: U.S. Geological Survey Professional Paper, 282: 39-84.
- Maune, F. D (2007). Digital elevation model technologies and applications.
- McKeown, F.A., Jones-Cecil, M., Askew, B.L and McGrath, M.B (1988). Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains Region. U.S. Geological Survey Bulletin 1807.
- Ramirez-Herrera, M.T (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317-332.
- Seeber, L., and Gornitz, V (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics, *Tectonophysics*, 92: 335-367.
- Whipple, K. X (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 151-185.
- Zavoianu, I (1985). *Morphometry of drainage basins: developments in waterscience*, Oxford.
- Zovoili, E., konstantinidi, W., and koukouvelas, I. K (2004). Tectonic geomorphology of escarment L The Cases of kompotades and Nea Anchialos Faults, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 63: 1716-1725.
- Chorley R.J., Dunn A. J., and Beckinsale, R.P (1964). *The History of the Study of Landforms. Volume 1. Geomorphology Before Davis*. Methuen, London.
- Clowes, A & Comfort, P (1983). *Process & Landform: an outline of Contemporary Geomorphology*. Edinburgh: Oliver and Boyed.
- Duvall, A, Kirby, E & Burbank, D (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, 109: 148-227.
- Figueroa, A.M. Knott, J. R (2010). Tectonic Geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation. *Geomorphology*, 123: 34-45.
- Francesco T, Marta D.S (2011). Geomorphological response of fluvial and coastal terraces to Quaternary tectonics and climate as revealed by geostatistical topographic analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36: 1193-1208.
- Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D.R and Hallet, B (2005). Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock, *Geological Society of America*, 229-232.
- Gardner, T. W (1983). Experimental study of nickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogenous material, *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-667.
- Goldrick, G., and Bishop, P (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hacks SL form and formulation and assessment of an alternative (the DSform), *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 649-671.
- Hack, J.T (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia & Maryland*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294: 45-97.
- Hack, J.T (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index, U.S.A. *Geology Service Journal Reaches*, 1: 421-429.
- Hack, J.T (1982). Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1265: 1-49.

