جغرافیا و توسعه شماره ۲۴ پاییز ۱۳۹۰
وصول مقاله : ۱۳۸۹/۷/۱۸
تأیید نهایی : ۱۳۸۹/۱۲/۱۸
صفحات : ۱۵۳- ۱۳۷

تحلیل کمّی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر پروفیل طولی رودخانه در حوضه‌ی آبریز رودخانه مهاباد

دکتر شهرام روستایی
دانشیار جغرافیا طبیعی دانشگاه تبریز

دکتر هادی نیری
استادیار جغرافیا طبیعی دانشگاه کردستان

چکیده

مورفومتری رودخانه با به کارگیری نقشه‌های توپوگرافی و مدل ارتفاعی رقومی و داده‌های میدانی برای تعیین نقش تغییر مقاومت لیتولوژی و تکتونیک بر روی پروفیل طولی در حوضه‌ی آبریز رودخانه مهاباد در جنوب دریاچه‌ی ارومیه مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور حوضه‌ی آبریز مورد نظر به پنج بخش تقسیم شده است. آبراهه‌ها، براساس روش استرالر رتبه‌بندی شده‌اند. برای تعیین شکستگی‌ها پروفیل طولی هر رتبه با سازندهای زمین‌شناسی و تکتونیک از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ انطباق داده شد. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که در محدوده‌های دریاس و آگری تغییر از یک لیتولوژی مقاوم به لیتولوژی نامقاوم سبب شکستگی واضحی در پروفیل طولی شده است و شکستگی‌ها تنها در مرز سازندها دیده می‌شوند که نشان‌دهنده‌ی تأثیر زیاد لیتولوژی بر روی پروفیل طولی است. در محدوده‌های کوتر و بیطاس شکستگی‌ها در داخل لیتولوژی دیده می‌شوند و در مرز سازندها شکستگی وجود ندارد.

بر اساس شاخص ژئو-تکتونیکی محدوده‌های کوتر و بیطاس از فعالیت تکتونیکی بیشتری در مقایسه با دیگر محدوده‌ها برخوردارند. بر این اساس، چنین استنباط شده‌است که ارتباط بین بالاآمدگی ناشی از تکتونیک و تأثیر سنگ بستر روی پروفیل طولی معکوس است. بنابراین بالاآمدگی تکتونیک از تأثیر سنگ بستر بر روی پروفیل طولی می‌کاهد.

کلیدواژه‌ها: پروفیل طولی رودخانه، تکتونیک، تحلیل کمّی، لیتولوژی، رودخانه مهاباد.

مقدمه

شکل پروفیل طولی که از ارتفاع نقاط مختلف و طول آنها در امتداد رودخانه ترسیم می‌شود، یافته‌های باارزشی را در مورد تحول و تغییرات محیط‌های رودخانه‌ای در طول زمان در پی داشته است. به همین خاطر از گذشته مورد توجه محققان علوم زمین به ویژه متخصصان ژئومورفولوژی بوده است.

در قرن شانزدهم داوینچی و در قرن هفدهم گالیله با انجام مطالعات کمّی پی بردند که نیمرخ طولی رودخانه به شکل منحنی مقعر می‌باشد *(زاویانو[1]، ۱۹۸۵: ۳۰)*. شکل مقعر حاکی از وجود تعادل بین نیروها با وضعیت هندسی مجرا است در هر مقطع زمانی و مکانی در امتداد نیمرخ ممکن است چنین شکلی تغییر پیدا کند و رودخانه از نیل به تعادل بازماند که اگر این تغییر اهمیت داشته باشد نیاز به توضیح و تفسیر دارد *(کوک و دورکمپ[2]،۱۳۷۷:۲۷۴)*.

اهمیت رابطه بین شکل مجرا با فرآیندها در مدیریت محیطی سبب گردیده که به تدریج روش‌های مختلفی برای بررسی پروفیل طولی ارایه شود از جمله استرالر (۱۹۶۴) روش منحنی هیپسومتری بی بعد را ارایه کرد که بعد از او محققین زیادی از این روش استفاده کردند. مثلاً تمام دره‌های اصلی اطراف سهند با استفاده از این مدل بررسی شده است *(بیاتی خطیبی و همکاران، ۱۳۸۳، بیاتی خطیبی و حیدرزادگان ، ۱۳۸۴)*. در سال ۱۹۲۴ جان[3] توابع توانی *(به نقل از گلدریک و بای شاپ[4]،۲۰۰۷:۶۵۰)*، اهمری[5] *(۱۹۹۶و۱۹۹۷)* اشکال منحنی برازش و هوارد[6] (۱۹۹۶) مدل‌های ریاضی را جهت شبیه‌سازی تعادل رودخانه‌ای ارایه کردند.

تحول اساسی در بررسی پروفیل طولی رودخانه‌ها با تحقیقات هاک[7] در سال *(۱۹۷۳)* صورت گرفت. قبل از این دوره تحلیل تئوریکی پروفیل طولی بیش از پروفیل واقعی ارزیابی شده است *(گلدریک و بای شاپ[8]،۲۰۰۷:۶۵۱)*، نگرش دیگر برای استفاده از پروفیل طولی رودخانه، آنالیز شیب- مساحت است که برای آنالیز رودخانه واحد و ارزیابی تکتونیکی در مقیاس محلی و منطقه‌ای مناسب می‌باشد *(ویل‌گووس[9]، ۱۹۹۴)*. اخیرا متد DS[10] برای ارزیابی پروفیل طولی رودخانه‌ها توسط بای شاپ و همکارانش *(۲۰۰۵)* و گلدریک و بای شاپ *(۲۰۰۷)* ارایه گردیده است.

پروفیل طولی رودخانه‌ها معمولاً به صورت سیستمی در نظر گرفته می‌شوند که چه به طور مستقیم و چه به طور غیر مستقیم، از تغییرات رخ داده در شرایط محیطی متأثر می‌شوند. گیلبرت[11] *(۱۸۷۷)* بر اساس آزمایشات تجربی نشان داد که تغییرات دبی، ابعاد بار بستر و

1- Zavoianu
2-Coke &Doorn Kamp
3- Jones
4-G.Goldrick and P.Bishop
5-Ohmore.h
6-Howard
7-Hack
8-Goldrick and Bishop
9-Willgoos

۱۰- این مدل از رابطه بین لگاریتم شیب در محورعمودی و لگاریتم طول در محور افقی به دست می‌آید

11-Gilbert

مقاومت لیتولوژیکی، ورود شاخه‌های فرعی و حرکات تکتونیکی در تکامل پروفیل و تفسیر شکل عمومی پروفیل طولی اهمیت دارند *(م. رادوان[1]، ۲۰۰۳)*. با تغییر در هر یک از متغیّرها، نظیرتغییر در نیروهای رودخانه‌ای (مانند افزایش یا کاهش دبی) و یا نیروی مقاومتی در بستر، شیب نیمرخ طولی و حتی ارتفاع شاخاب‌های فرعی متصل به رودخانه اصلی نیز تغییر خواهد کرد *(بیاتی‌خطیبی و حیدرزادگان،۱۳۸۴: ۳۱)*. آلن کلاو و پیتر کامفورت[2] *(۱۹۸۷)* عدم یکنواختی یکنواختی پروفیل طولی را به تغییرات ناشی از لیتولوژیکی نسبت دادند و به این نتیجه رسیدند که حتی وقتی رودخانه در بستر آبرفتی جاری است چنین عدم برابری وجود دارد که به وسیله‌ی مناطق کم عمق با جریان سریع و عمیق با جریان آرام‌تر مشخص می‌شوند.

نتایج مطالعات قبلی نشان‌دهنده‌ی آن است که پروفیل طولی رودخانه‌ها به وسیله‌ی لیتولوژی، تجدید فرآیندهای فرسایشی ناشی از تکتونیک و پایین رفتن سطح اساس متأثر می‌گردد. هدف اصلی این مقاله بررسی ویژگی‌های پروفیل طولی، نقش و اهمیت نسبی لیتولوژی و تکتونیک بر روی آن در محدوده‌ی حوضه آبریز رودخانه مهاباد می‌باشد.

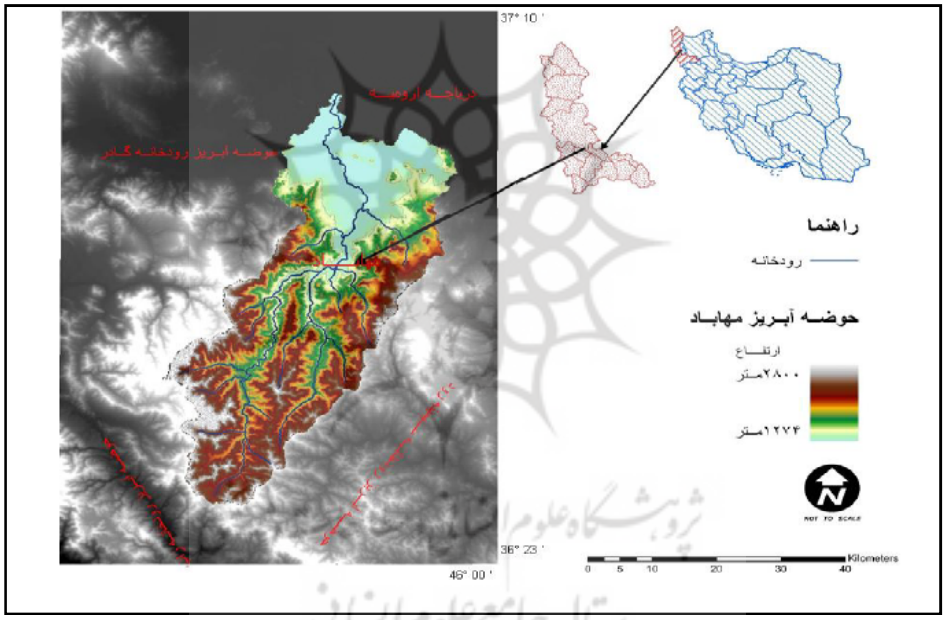
با توجه به این که مطالعات تکتونیکی در حوضه‌ی رودخانه مهاباد انجام نگرفته و تکتونیک یکی از عوامل مؤثر بر پروفیل طولی است. لذا انجام مطالعه در زمینه‌ی فعالیت تکتونیکی در حوضه‌ی مزبور ضرورت تام دارد. بنابراین قبل از بررسی پروفیل طولی رودخانه، محدوده‌ی مورد مطالعه به لحاظ تکتونیکی مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت. بر اساس تحقیقات رادونهه و همکاران[3] *(۲۰۰۳: ۲۹۴)* و دمولاین[4] *(۱۹۹۸: ۱۹۱)* یک شاخص نمی‌تواند فعالیت محیطی را به به خوبی نشان دهد و استفاده از یک مدل اغلب با شک و تردید همراه است. به همین دلیل، برای بررسی محدوده‌ی مورد مطالعه از شاخص‌های مختلفی استفاده شده که عبارتند از:

- محاسبه‌ی شاخص *(SL)* و شاخص استاندارد شده *(SL/K)*؛
- بررسی شاخص تراکم زهکش *(D)*؛
- شاخص تقعر *(θ)* ؛

1-M.Radoane
2-Alan Clows and Peter comfort
3-Rãdoane, M et al.
4-Demoulin,A

موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مهاباد در جنوب دریاچه ارومیه در استان آذربایجان غربی قرار دارد. وسعت این حوضه ۱۵۲۴/۵۳ کیلومترمربع است که حدود ۳ درصد از مساحت حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی آبریز ارومیه را شامل می‌شود. از نظر موقعیت جغرافیایی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مهاباد بین ″۹ ′۲۵ °۴۵ الی ″۵۱ ′۴۵ °۴۶ طول شرقی و ″۵۱ ′۲۳ °۳۶ الی ″۱۱ ′۰۳ °۳۷ عرض شمالی واقع شده است. شکل حوضه‌ی آبریز تقریباً به صورت بیضی بوده که قطر بزرگ آن در جهت شمال - جنوب و قطر کوچک آن در جهت شرق غرب است. این حوضه با حوضه‌های زاب کوچک در جنوب‌غرب، گادر در غرب و سیمینه رود در جنوب‌شرق و شرق دارای خط‌الرأس مشترک بوده و درشمال نیز بادریاچه‌ی ارومیه هم‌مرز می‌باشد(شکل ۱).



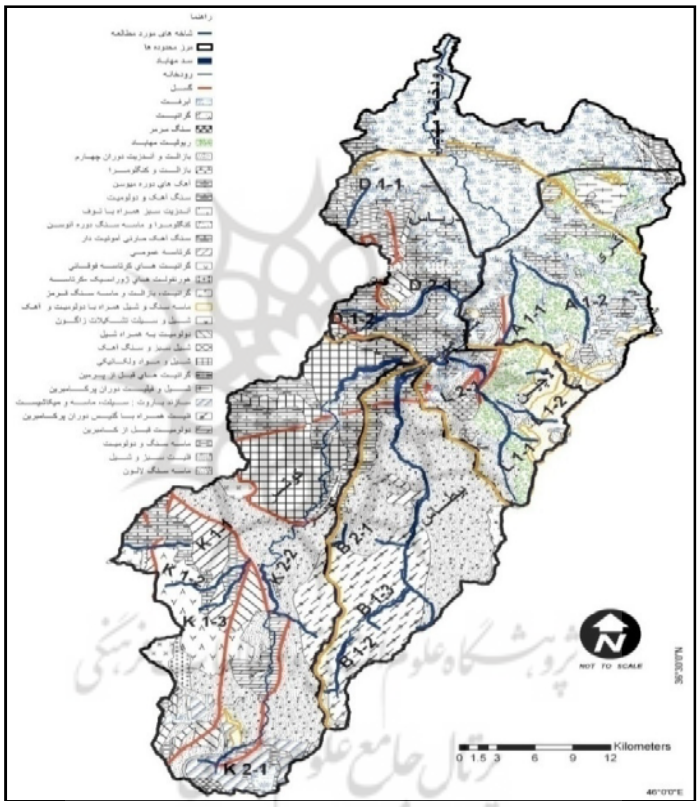
شکل۱ : نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز رودخانه مهاباد

مأخذ: نقشه زمین‌شناسی $\frac{۱}{۲۵۰۰۰۰}$ *مهاباد*

ویژگی طبیعی محدوده

از لحاظ توپوگرافی محدوده‌ی مهاباد یک منطقه‌ی غالباً کوهستانی با متوسط ارتفاع ۱۸۲۰ متر می‌باشد. قدیمی‌ترین ساختارها کوارتزیت و شیست‌های متامرفیک همچنین سیلیس‌های پراکنده‌ی دوره‌ی ژوراسیک می‌باشند که در قسمت شرقی حوضه دیده می‌شوند. بر روی این ساختار در قسمت بالادست حوضه ساختارها عمدتاً شیست، کوارتزیت و آهک‌های کرتاسه

وجود دارد. در انتهای دوره‌ی ائوسن و دوره‌ی الیگوسن فعالیت آتشفشانی منجر به برون‌ریزی مواد آتشفشانی شده‌است. در محدوده‌ی دشت این ساختارها ناپدید و رسوبات الیگو-میوسن جانشین آنها می‌گردند. توزیع این ساختارها در محدوده‌ی دشت به وسیله‌ی آبرفت و در بسیاری از موارد تکه‌های شیست، آهک، کوارتزیت، رس‌های قرمز و آهک‌های دگرگون شده مجزا می‌شوند. تراس‌هایی که در کنار آنها تراورتن‌ها شکل گرفته‌اند و آبرفت‌های رودخانه‌ای همراه با آثار روانه‌های گلی متعلق به دوره‌های کواترنر جدیدترین رسوبات محدوده می‌باشند (شکل۲).



شکل۲: نقشه لیتولوژی و پروفیل‌های مورد بررسی حوضه آبریز رودخانه مهاباد

مأخذ: نقشه زمین‌شناسی $\frac{1}{۲۵۰۰۰۰}$ *مهاباد*

از دیدگاه لرزه زمین ساختی این حوضه در حد فاصل سیستم خطواره‌های ارومیه که دریاچه‌ی ارومیه را احاطه نموده‌اند و در ادامه روند سیستم گسله زاگرس و در زون دگرگونی

سنندج-سیرجان واقع شده است *(مهندسین مشاور الکتروپروجکت[1]، ۱۹۶۴: ۳۰-۶)*. در جنوب‌غربی و غرب این حوضه، گسل فعال پیرانشهر و منطقه خرد شده زاگرس قرارگرفته است. مطالعات اخیر در مورد سد مهاباد به نشانه‌های حرکات زمین ساختی جوان در محل ساختگاه سد، از جمله به هم ریختگی تشکیلات کرتاسه و اسکرهای[2] تراورتن اشاره کرده‌اند *(زارع، ۱۳۷۰)*.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا محدوده‌ی مورد مطالعه به پنج واحد تقسیم شده است. شدت فعالیت تکتونیکی در این محدوده‌ها با به‌کارگیری شاخص SL، شاخص استانداردشده (SL/K) و شاخص تراکم زهکش مورد ارزیابی قرار گرفته است. شاخص تقعر نیز برای ارزیابی کل حوضه از نظر تکتونیکی استفاده شده است. سپس پروفیل طولی محدوده‌ی مورد بررسی استخراج و بر اساس روش استرالر طبقه شده است. از آنجا که شکل پروفیل رودخانه متأثر از سطح اساس بوده و از سویی ممکن است شکستگی پروفیل طولی در محل اتصال دو شاخه قرار گیرد هر رتبه شامل رتبه‌ی بعد از خود نیز شده است مثلاً، پروفیل رتبه‌ی دو شامل رتبه‌ی سه - سطح اساس رتبه‌ی دو- می‌باشد. سپس با ترسیم پروفیل طولی، شکستگی‌ها مشخص و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. مواد مورد استفاده در این تحقیق به دو دسته تقسیم شده است:

- *نقشه‌ها:* که مهمترین ابزار برای انجام این پژوهش به حساب می‌آیند. نقشه‌های توپوگرافی منطقه در مقیاس‌های ۱:۵۰۰۰۰ و۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نقش مهمی را در این تحقیق ایفا نموده‌اند و مدل ارتفاعی رقومی ۹۰متر ابزار دیگری بود که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است.

- *نرم‌افزارها:* که جهت جمع‌آوری داده‌ها، پردازش، تجزیه و تحلیل داده‌ها، ترسیم نقشه‌ها و پروفیل‌های طولی رودخانه از نرم‌افزارهای Autodesk map 2005، Arcview3.2، ArcGIS9.2 و Excel استفاده شده است. همچنین از نرم‌افزار Map source جهت تخلیه‌ی داده‌های میدانی به دست آمده از دستگاه موقعیت‌یاب جهانی استفاده شده که داده‌های حاصل از دستگاه برای شاخص تقعر به کار رفته‌اند.

1-.Elektroprojekt Consulting Engineers
2-Esker

استخراج پروفیل طولی از مدل ارتفاعی رقومی[1]

در این پژوهش استخراج پروفیل طولی رودخانه و آنالیزها با استفاده از Arc GIS همراه با برنامه‌های جانبی[2] از جمله مدل هیدرولوژیکی[3] و آنالیز مکانی[4] صورت گرفته است.

شبکه‌های رودخانه‌ای از مدل ارتفاعی رقومی، استخراج و با خطوط آبراهه‌ای موجود در نقشه‌های با مقیاس ۱: ۵۰۰۰۰ (۲۰ متر منحنی میزان) انطباق داده شده است. این مقیاس نقشه برای بررسی تحول چشم‌انداز بر اساس پروفیل طولی مناسب است *(گلدریک و بای‌شاپ، ۶۵۳:۲۰۰۷)*. داده‌ها دارای ارتفاع و جهت تمرکز بوده که به فرمت قابل بررسی در داخل صفحه گسترده[5] منتقل شده‌اند. پوینت کاورج[6] هر یک از شاخه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی رقومی شده منطقه انطباق و لیتولوژی هر نقطه به کاورج مربوطه افزوده شده است که در نهایت به ترسیم مقاطع مربوطه منجر شده است.

شاخص‌های ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی

شاخص گرادیان رودخانه: یکی از شاخص‌های ارزیابی نیروهای تکتونیکی است که توسط هاک *(۱۹۷۳)* ارایه شد و از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$SL=(\Delta H/ \Delta L).L$$

SL: شاخص گرادیان رودخانه؛

ΔH: اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص از رودخانه؛

ΔL: فاصله افقی همان محل؛

L: طول رودخانه از نقطه‌ی مرکزی همان محل تا سرچشمه‌ی رودخانه می‌باشد.

این شاخص به مقاومت سنگ، پایین رفتن سطح اساس و فعالیت تکتونیکی حساس می‌باشد. میزان آن در مناطق با تکتونیک فعال، بالا است *(کلر و پنتر،۱۹۹۶: ۱۳۰؛ سلیمانی،۱۳۷۸: ۵۸)*. برای محاسبه SL درامتداد رودخانه، ابتدا شکستگی‌ها مشخص و میزان این شاخص برای فواصل بین شکستگی محاسبه شده است. سپس میزان متوسط این شاخص برای هر یک از محدوده‌ها جهت ارزیابی فعالیت نسبی تکتونیک به کار رفته است.

1-Digital elevation model (DEM
2-Extensions
3-Hydro Tools
4-Spatial Analyst
5-Spreadsheet
6-Point coverage

شاخص استاندارد شده: سیبر و گارنت[1] *(1983)* در محدوده‌ای در رودخانه‌ی آسور[2] با تقسیم SL و شاخص قدرت رودخانه K مدلی تحت عنوان شاخص استاندارد (SL/K) ارایه نمودند. میزان بالای آن اغلب نشان‌دهنده‌ی فعالیت بیشتر تکتونیکی است.

K : شیب خط که از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$K= (Hi- Hj)/(Ln Lj- Ln Li)$$

که i و j ابتدا و انتهای خطی هستند که در طول رودخانه میزان K آن محاسبه شده است.

تراکم زهکش: تراکم زهکش عبارت از نسبت طول جریان به مساحت می‌باشد که رابطه‌ی آن به صورت زیر است:

$$D=L/A$$

D : شاخص تراکم زهکش؛ L : مجموع طول جریان به کیلومتر؛

A : مجموع مساحت به کیلومتر مربع.

این شاخص بیانگر گسیختگی توپوگرافی است که می‌تواند مرتبط با تکتونیک، نوع سنگ بستر و میزان بارش باشد *(ریتر و همکاران،[3] ۱۹۹۵: ۲۴۳)*.میزان بالای این شاخص نشان‌دهنده‌ی فعالیت تکتونیکی بیشتر و برعکس میزان پایین آن نشان‌دهنده‌ی گسیختگی کمتر و فعالیت تکتونیکی پایین‌تر است *(زاویانو، ۱۹۸۵: ۱۳۵)*.

شاخص تقعر(θ)

یکی از مشهورترین روش‌ها، بررسی تحول پروفیل طولی از طریق معادله توان رودخانه با چگونگی و میزان ابقای توده‌ی کوهستان است *(هوارد و کربای،۱۹۸۳:۷۴۱)*. بر اساس مدل فوق، میزان کل فرسایش رودخانه E به وسیله‌ی مساحت حوضه آبریز A و درجه شیب محدوده S مطابق معادله‌ی زیر تعیین می‌شود *(وپیل و تاکر، ۱۹۹۹)*.

$$E=KA^m S^n$$

m و n در معادله فوق ضرایب ثابت هستندکه تابع مقاومت لیتولوژیکی سنگ بستر، حرکات تکتونیکی و تنش برشی می‌باشد. از طریق رگرسیون داده‌های مساحت- شیب در نمودار (لگاریتمی) به دست می‌آید که نشان‌دهنده‌ی تقعر پروفیل می‌باشند و با میزان بالاآمدگی ناشی از تکتونیک ارتباط دارد *(وپیل و تاکر،۱۹۹۹:۴)*.

$$\theta = m/n$$

در اینجا θ شاخص تقعر می‌باشد.

1-Seeber & Gornitz
2-Assor
3-Ritter, D. F et al
4-Whipple and Tucker

بحث

در این پژوهش ابتدا به ارزیابی فعالیت نسبی تکتونیکی محدوده‌ی مورد مطالعه پرداخته می‌شود و سپس با ترسیم نمونه‌های مقاطع طولی هر یک از محدوده‌ها و مشخص نمودن شکستگی‌ها تأثیر دو عامل لیتولوژی و تکتونیک مشخص می‌گردد.

وضعیت تکتونیک منطقه

در محدوده‌ی مورد مطالعه، عملکرد تکتونیکی به عنوان یک عامل تأثیرگذار بر روی پروفیل طولی، اهمیت زیادی دارد. بر این اساس، وضعیت تکتونیکی محدوده‌ی مذکور با استفاده از شاخص‌های ژئو- تکتونیکی مورد ارزیابی قرار گرفته است سپس، بر اساس اطلاعات حاصل از شاخص‌ها، محدوده‌ها رتبه‌بندی شده‌اند. در نتیجه، محدوده‌هایی که دارای فعالیت تکتونیکی بیشتری هستند با رتبه‌های بالاتری مشخص شده‌اند که در نهایت رتبه‌ها با هم تلفیق شده‌اند و محدوده‌ها به لحاظ تکتونیکی با هم مقایسه شده‌اند.

شاخص گرادیان (SL)

مقدار این شاخص به ترتیب برای لاچین (SL=۲۶۵)، کوتر (SL=۲۶۳)، بیطاس (SL=۲۰۹)، آگری (SL =۲۰۴) و دریاس (SL =۱۹۹/۵) می‌باشد. میزان این شاخص در محدوده‌ی لاچین، کوتر و بیطاس که در جنوب حوضه‌ی آبریز مهاباد قرار دارند نسبت به محدوده‌های دیگر بالا است در زیرحوضه‌های شمالی پایین است. در محدوده‌ی لاچین در بالادست، میزان این شاخص نسبتاً کم (۱۳۷) و در محدوده‌ی پایین‌دست، میزان این شاخص بسیار بالا (۲۷۷) است (شکل۴). افزایش این شاخص در پایین‌دست، منطبق با گسلی است که به طول ۱۰ کیلومتر از محدوده‌ی کوتر عبور و از شرق شهر مهاباد به طور عمودی این محدوده را قطع می‌کند (شکل۲) از جمله شواهد این گسل در طبیعت اسکرهای تراورتنی می‌باشند که در پایین‌دست سد مهاباد دیده می‌شوند. این ویژگی (افزایش در پایین‌دست)، نشان‌دهنده‌ی بالاآمدگی نسبتاً زیاداست *(بوول[1]، ۲۰۰۷: ۵۸)*. در محدوده‌ی آگری نیز در بالا دست محدوده‌ی مذکور میزان این شاخص، کم (۳۵) و در محدوده‌ی پایین‌دست میزان این شاخص، بسیار بالا (۲۱۴) است که تغییر این شاخص منطبق با تفاوت مقاومت لیتولوژی است در بالادست این جریان با روانه‌های بازالتی و در پایین‌دست نهشته‌های آبرفتی دوران چهارم همراه می‌باشد (شکل۲).

1-Bull

شاخص استاندارد شده (SL/K)

مقادیر به‌دست آمده از این شاخص برای کوتر (۳)، بیطاس (۲/۲۹)، لاچین (۲/۱۴)، آگری (۲/۱۳) و دریاس (۲/۰۴) می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی روند کاهشی از محدوده‌های جنوب و جنوب‌شرقی به طرف شمال و شمال‌شرقی می‌باشد (جدول۱). میزان بالای آن اغلب نشان دهنده‌ی فعالیت بیشتر تکتونیکی است *(سیبر و گارنت[1]، ۱۹۸۳)*.

تراکم زهکش: نتایج این شاخص به ترتیب برای محدوده‌های بیطاس (۰/۸۵)، کوتر(۰/۷۶)، لاچین (۰/۷۵)، دریاس (۰/۴۵) و آگری (۰/۴۰) می‌باشد. به نظر می‌رسد بالا بودن این شاخص در محدوده‌ی بیطاس ناشی از گسترش زیاد رسوبات شیل -که سازندی نفوذناپذیر است- باشد (شکل۲). برای ارزیابی نهایی فعالیت تکتونیکی محدوده‌ها براساس شاخص‌های ژئو-تکتونیکی رتبه‌بندی شده‌اند. در هر شاخص، محدوده‌ی با کمترین فعالیت تکتونیکی دارای رتبه‌ی یک و به محدوده‌ای که بیشترین فعالیت را داشته، رتبه‌ی پنج داده شده است. در نهایت رتبه‌ها با هم جمع شدند و بالاترین رتبه مختص محدوده‌ای است که بیشترین فعالیت را داشته است.

جدول۱: رتبه‌بندی محدوده‌ها بر اساس شاخص‌های ژئو-تکتونیکی

محدوده‌ی شاخص	دریاس	کوتر	بیطاس	لاچین	آگری
شاخص گرادیان	۱	۴	۳	۵	۲
شاخص استاندارد شده	۱	۵	۴	۳	۲
تراکم زهکش	۲	۴	۵	۳	۱
رتبه نهایی	۴	۱۳	۱۲	۱۱	۵

در این جدول رتبه بالاتر نشان‌دهنده‌ی فعالیت تکتونیکی بیشتر است

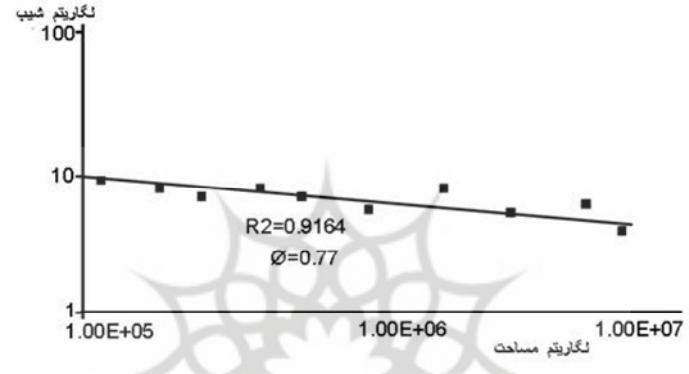
مأخذ: نیری

بر اساس ترکیبی از داده‌های مشخص شده در محدوده‌ی کوتر که در جنوب غربی حوضه قرار گرفته، میزان بالا آمدگی بیشتری نسبت به دیگر محدوده‌ها نشان داده می‌شود و تفاوت آشکاری به لحاظ ژئو-تکتونیکی بین محدوده‌های شمالی (دریاس و آگری) و محدوده‌های جنوبی (کوتر و بیطاس) وجود دارد (جدول ۱). وجود مجاری آبرفتی در محدوده‌های شمالی نیز می‌تواند مؤید این نکته باشد که کاهش گنجایش حمل این مجاری، ناشی از کاهش بالاآمدگی است (شکل۲).

1-Seeber & Gornitz

شاخص تقعر

برای محاسبه‌ی این شاخص ابتدا مجرای اصلی به مجاری سنگی، سنگی-آبرفتی و آبرفتی تقسیم شده است. با استفاده از سیستم موقعیت‌یاب جهانی[1] و اندازه‌گیری میدانی مشخص شد که این نوع مجرا شامل محدوده $۱۰۵m^۲$ -$۱۰۷m^۲$ می‌شود. سپس مجرای سنگی-آبرفتی از قسمت‌های دیگر بستر جدا شده است. شیب و مساحت آن از مدل ارتفاع رقومی استخراج و رگرسیون آنها فراهم شده است. (شکل ۳) .



شکل۳: رگرسیون شیب– مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مهاباد

مأخذ: نیری

در محدوده‌ی مورد مطالعه، میزان این شاخص $\theta = ۰/۷۷$ می‌باشد که چنین تقعری نشان‌دهنده‌ی عدم تعادل می‌باشد. نبود تعادل در پروفیل طولی از ویژگی رودخانه‌هایی است که کاهش موقتی میزان بالا آمدگی را در پایین‌دست داشته باشند *(ویپل وکربای، ۲۰۰۱: ۱۷؛ کربای و همکاران، ۲۰۰۳: ۱۳-۱۲؛ ویپل،۲۰۰۴:۱۶۱)*. در محدوده‌ی مورد مطالعه، پایین‌دست حوضه، شمال محدوده را در برمی‌گیرد که شاخص‌های دیگر نیز بیانگر فعالیت کم تکتونیکی در این قسمت‌ها نسبت به قسمت‌های جنوبی می‌باشد.

تأثیر لیتولوژی بر روی پروفیل طولی رودخانه

در این تحقیق، شکل مقعر به عنوان تعادل پذیرفته شد و انحراف از حالت تقعر به عنوان شکستگی مورد بررسی واقع شده است. در بعد افقی، فاصله‌ی[2] به کار رفته ۳۰۰ متر می‌باشد. بنابراین هر شکستگی کوچک‌تر از این در نظر گرفته نشده است که با وجود این تعداد

1- Global position system
2-Resolution

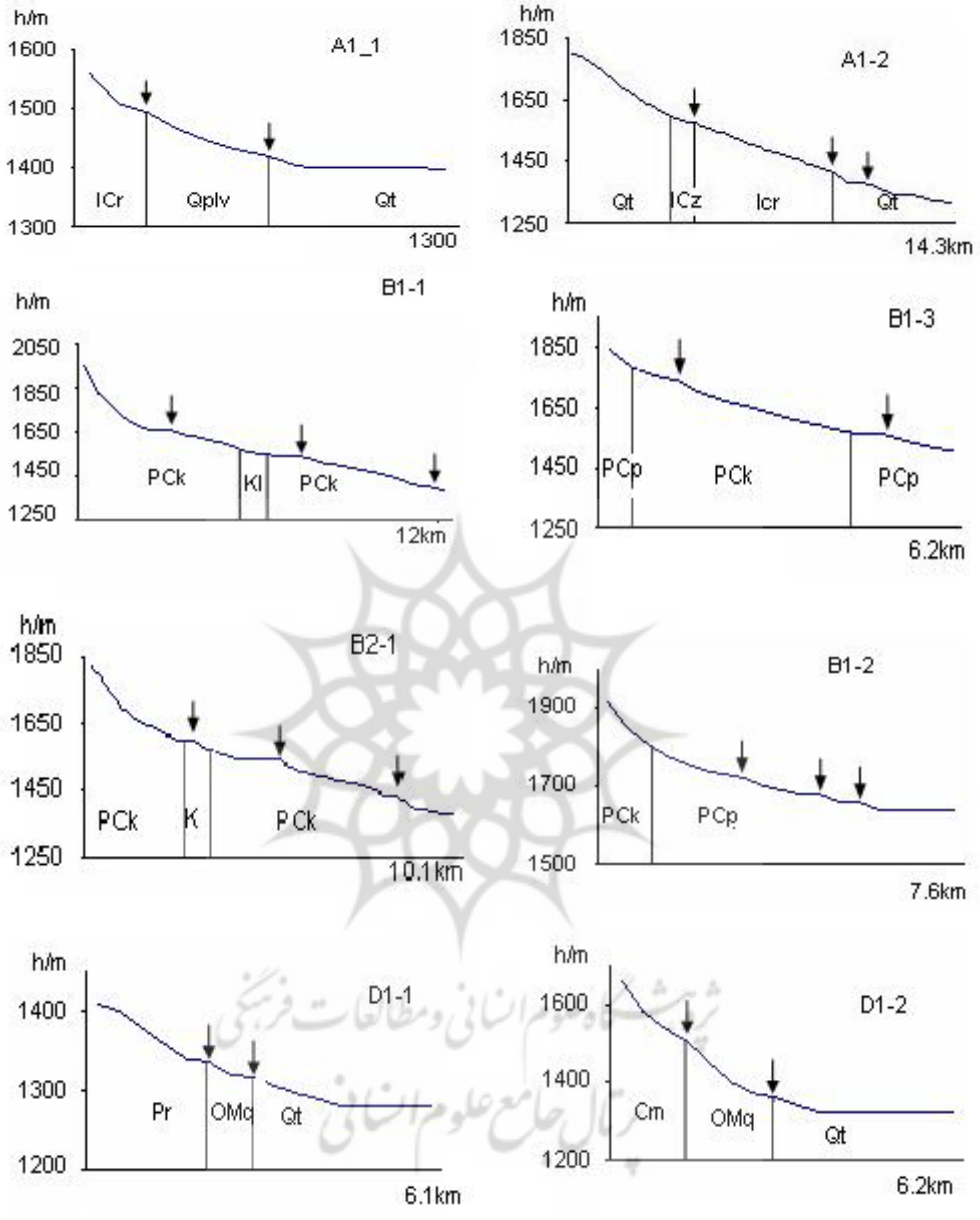
شکستگی‌ها، پروفیل طولی قابل ملاحظه است. برای تعیین نوع شکستگی پروفیل طولی، روش روی هم قرار دادن و تلاقی سازندهای مختلف از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ با پروفیل طولی رودخانه می‌باشد. آنالیز پروفیل طولی همراه با نوع سنگ نشان می‌دهد که دو نوع شکستگی غالب است:

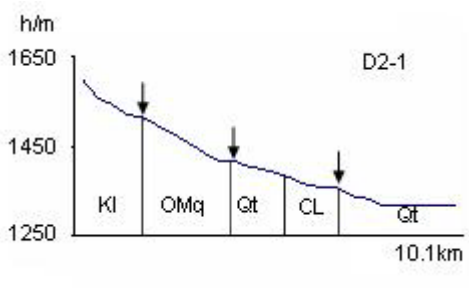
- شکستگی‌هایی که منطبق با تغییر لیتولوژی است.
- شکستگی‌هایی که کاملاً در داخل یک لیتولوژی قرار می‌گیرند.

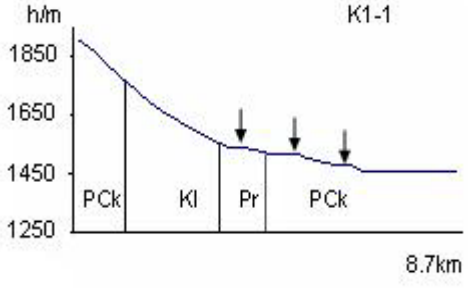
شکستگی‌های نوع اول که با لیتولوژی منطبق هستند به تغییر لیتولوژی نسبت داده شده است. ولی آنهایی که منطبق با لیتولوژی نبوده‌اند به عنوان معلول عامل غیرلیتولوژی تفسیر شده است. در محدوده‌های مختلف تفاوت‌های زیادی در پراکندگی این دو نوع شکستگی مجاری دیده می‌شود. در محدوده‌ی دریاس (شکل ۲ و ۴ نیمرخ D۱-۲، D۱-۱ و D۱-۲) و آگری (شکل ۲ و ۴ نیمرخ A۱-۱ و A۱-۲) شکستگی نوع اول غالب است و شکستگی‌ها با محل تلاقی سنگ‌ها انطباق دارد. ولی شکستگی‌ها در قسمت‌های کوتر (شکل ۲ و ۴ نیمرخ K۱-۱، K۱-۲ و غیره...) و بیطاس (شکل ۲ و ۴ نیمرخ B۱-۲، B۱-۱ و غیره...) زیاد و از نوع دوم است.

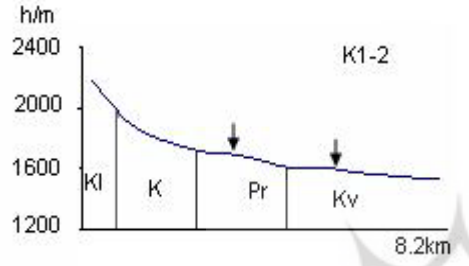
از لحاظ مقاومت در این محدوده‌ها بین انواع سنگ‌ها اختلاف دیده می‌شود اما در مرز آنها شکستگی وجود ندارد. انطباق شکستگی‌ها با لیتولوژی محدود است. تغییر از یک سازند مقاوم (سنگ ماسه‌ای) به سازند نامقاوم (شیل) بایستی با شکستگی همراه باشد *(زاویانو، ۱۹۸۵: ۱۹۵)* در صورتی که شکستگی خاصی دیده نمی‌شود (شکل ۴، K۱-۱).

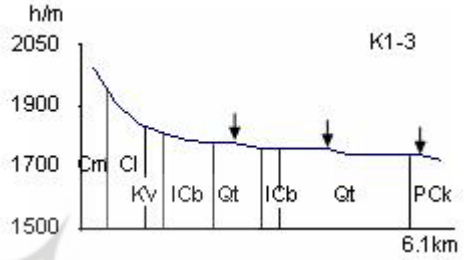
پروفیل طولی رودخانه محدوده لاچین (شکل ۲ و ۴ نیمرخ L۱-۲، L۱-۱ و غیره...) که در قسمت‌های مرکزی حوضه آبریز قرار دارد، نشان‌دهنده‌ی آن است که هر دو نوع شکستگی وجود دارد. شکستگی‌ها هم دربین لیتولوژی متفاوت و هم در داخل تشکیلات شکل گرفته‌اند. در این محدوده در مرز ریولیت‌ها و بازالت‌ها (شکل ۲ و ۴ نیمرخ L۱-۱ و L۱-۳) و ماسه-سنگ‌ها و ریولیت‌ها (شکل ۲ و ۴ نیمرخ L۲-۱) شکستگی ایجاد شده است و سنگ بستر، شکستگی پروفیل طولی را کنترل می‌کند. در حالی که در مرز ماسه‌سنگ و شیل با سیلت، ماسه و میکاشیست، شکستگی‌ها محسوسی دیده نمی‌شود (شکل ۲و ۴ نیمرخ L۲-۱). در این محدوده شکستگی‌های نوع دوم در داخل تشکیلات بازالت‌ها و ریولیت‌ها به وجود آمده است (شکل ۱و۳ نیمرخ L۱-۲، L۲-۱).

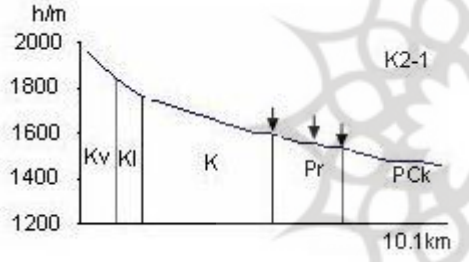

h/m
A1_1
1600
1500
1400
1300
ICr
Qplv
Qt
1300
h/m
A1-2
1850
1650
1450
1250
Qt
ICz
Icr
Qt
14.3km
B1-1
h/m
2050
1850
1650
1450
1250
PCk
Kl
PCk
12km
h/m
B1-3
1850
1650
1450
1250
PCp
PCk
PCp
6.2km
h/m
B2-1
1850
1650
1450
1250
PCk
K
PCk
10.1km
h/m
B1-2
1900
1700
1500
PCk
PCp
7.6km
h/m
D1-1
1400
1300
1200
Pr
OMq
Qt
6.1km
h/m
D1-2
1600
1400
1200
Cm
OMq
Qt
6.2km

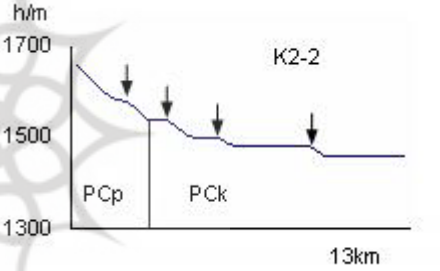

h/m
1650
1450
1250
D2-1
Kl
OMq
Qt
CL
Qt
10.1km

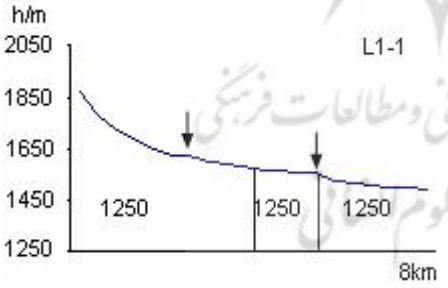

h/m
1850
1650
1450
1250
K1-1
PCk
Kl
Pr
PCk
8.7km

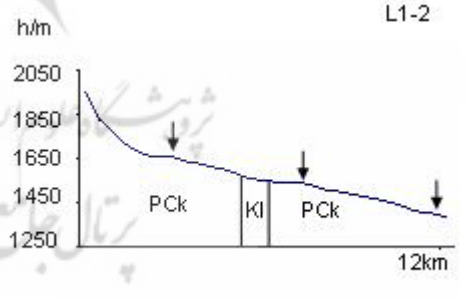

h/m
2400
2000
1600
1200
K1-2
Kl
K
Pr
Kv
8.2km

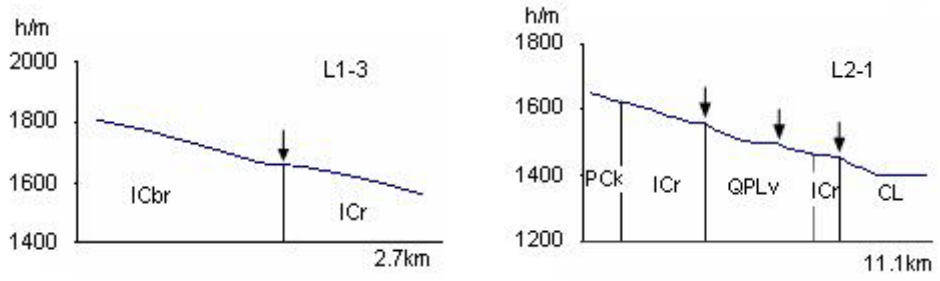

h/m
2050
1900
1700
1500
K1-3
Cm
Cl
Kv
ICb
Qt
ICb
Qt
PCk
6.1km


h/m
2000
1800
1600
1400
1200
K2-1
Kv
Kl
K
Pr
PCk
10.1km


h/m
1700
1500
1300
K2-2
PCp
PCk
13km


h/m
2050
1850
1650
1450
1250
L1-1
1250
1250
1250
8km


h/m
2050
1850
1650
1450
1250
L1-2
PCk
Kl
PCk
12km



شکل۴: پروفیل طولی رودخانه لیتولوژی تلاقی با آنها؛ D: دریاس، K: کوتر، B: بیطاس، L: لاچین، A: آگری، اولین شماره جلوی حروف-رتبه‌ی مجرا می‌باشد. علامت ↓ نشانه شکستگی پروفیل است. Qt: آبرفت، OMq: آهک الیگومیوسن، Cm: دولومیت، Pr: ماسه‌سنگ و دولومیت، PCp:فلیت وگنیس، PCk: فلیت سبزوشیل،QPLv:بازالت،K1: آهک و دولومیت، ICr: ریولیت، ICbr: ماسه‌سنگ و شیل، K: کرتاسه عمومی، ICb: سیلت، ماسه و میکاشیست، Kv: آندزیت و توف، CL ماسه سنگ لالون).

مأخذ: نیری

نتیجه

بررسی زمین‌ساخت، لیتولوژی و مورفولوژی مجرا برای تعیین نقش لیتولوژی در کنترل شکل پروفیل طولی در حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مهاباد و چگونگی انعکاس اثرات تکتونیک، نشان داده است که مجاری در محدوده‌های لاچین، بیطاس و به ویژه کوتر خیلی کم به وسیله‌ی تغییر لیتولوژی کنترل شده است و ارتباطی بین تغییرات لیتولوژی و شکستکی پروفیل طولی دیده نمی‌شود. بیشتر شکستگی‌ها، ناشی از عاملی غیر از عامل لیتولوژی است اما در محدوده‌ی دریاس و آگری وقتی مجرا از محل برخورد سنگ‌های مقاوم و نامقاوم می‌گذرد با شکستگی پروفیل طولی همراه است و سنگ مقاوم کنترل خود را اعمال می‌کند. مقاومت سنگ بستر اولین عامل کنترل پروفیل طولی مجرا و چشم‌اندازها در این محدوده‌ها محسوب می‌شود و به طرف جنوب به ویژه جنوب‌غربی از میزان تأثیر لیتولوژی کاسته و عامل بالاآمدگی ناشی از تکتونیک، پروفیل طولی مجرا و تحول چشم‌اندازها را کنترل می‌کند. تأثیر لیتولوژی و بالاآمدگی بر روی پروفیل طولی به صورت معکوس است و در محدوده‌های دریاس و آگری که تأثیر لیتولوژی زیاد است، میزان بالاآمدگی و حرکات تکتونیکی تأثیر کمتری را دارا می‌باشند. ولی در مناطق کوتر، لاچین و بیطاس با میزان بالاآمدگی نسبتاً زیاد، جنس سنگ نقش کمتری را در شکستگی پروفیل طولی بازی می‌کند. به‌نظر می‌رسد در محدوده‌های با فعالیت تکتونیک کم، فرسایش سنگ بستر مقاوم توسط رودخانه نسبت به سنگ بستر نامقاوم کمتر و تأثیر لیتولوژی زیاد بوده است. در حالی‌که در مناطق با تکتونیک فعال، فعالیت تکتونیکی سبب می‌شود، فرسایش ایجاد شده به وسیله‌ی آب‌های جاری که در سنگ‌های نامقاوم نسبت به سنگ‌های مقاوم بیشتر بوده از بین برود. زیرا تکتونیک هر دو سنگ را بالا برده و اختلاف فرسایشی ناشی از آن به نظر نمی‌رسد.

منابع

۱- بیاتی‌خطیبی، مریم؛ معصومه رجبی و محمد رضا نیکجو (۱۳۸۳). بررسی و تحلیل همگونی تحول دره‌های در توده‌ی کوهستانی سهند با تأکید بر ۱۱ دره اصلی، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، مدیریت امور پژوهشی. دانشکده‌ی علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۲- بیاتی‌خطیبی، مریم و پروین حیدرزادگان (۱۳۸۴)، تعیین مراحل تحول ژئومورفولوژیکی دره های نواحی کوهستانی با روش کلاسیک وریاضی "مطالعه موردی یازده حوضه و دره اصلی توده کوهستانی سهند"، مجله جغرافیا و توسعه. سال سوم. شماره پیاپی ۵ .

۳- سلیمانی، شهریار (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان "با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه‌شناسی"، انتشارات موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

۴- کوک و دورکمپ (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ترجمه شاپور گودرزی‌نژاد. جلد اول. انتشارات سمت.

۵- زارع ، مهدی (۱۳۷۱). معرفی گسل سد مهاباد، مجله عمران دانشگاه صنعتی شریف. شماره هشتم.

6- Bishop, P,T.B. Hoey,J.D.Jansen and I. L. Artza. (2005), Knickpoint recession rates and catchments area: the case of uplifted rivers in Scotland. Earth Surface Processes and Landforms .30: 767- 778.

7- Bull, W. B. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains: A New approach to pale seismology. Blackwell.

8- Demoulin,A(1998).Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: The case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), Geomorphology, 24, 189- 208.

9- Clows. A. and Comfort. P. (1987). Process and land form conceptual frameworks in geography, second edition, Oliver& Boyd.

10- Elektroprojekt Consulting Engineers -ZAGREB- YugoSLavia (1964), Ministry of water and power Azerbaijan: water and Power Authority final Hydro-geological report of Mahabad, Plain and Shahpur Dam, Vol 1 and 2 .

11- Goldrick, G and P. Bishop (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hacks SL form and formulation and assessment of an alternative (the DS form), Earth Surface Processes and Landforms, 32: 649-671.

12- Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index, U.S.A. Geology Service Journal Reaches, 1: 421-429.

13- Howard, A. D (1998). Long profile development of bedrock channel: interaction of weathering mass wasting, bed erosion ,and sediment transport in Tinkler, and Whol, eds river over rock : Fluvial processes in bedrock channels, American Geophysical Union Geophysical Monograph,107: 297-320
14- Kirby. E ,. K. X. Whipple, W, Tang and Z, Chen (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal long profiles, Journal of Geophysical Research, 108: 1-16.
15- Keller, Edward A., Pinter, Nicholas (1996). Active tectomics; Prentice Hall publisher, New jersey.
16- Ohmore. H. (1997). Geomorphological characteristics of longitudinal profile of river in Japan, Taiwan and new Zealand, Transaction Japanese geomorphological union, 18-4: 349-364.
17- Ohmore.h. (1996). Morphology characteristics of longitudinal profile of river in the south iSLand, new Zealand, Bulletin of the department of geography university of Tokyo, No.23: 1-23.
18- Radoane. M, Radoane. N and Damitriu.d. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profile in the Carpathians, Geomorphology, Vol. 50: 293-306.
19- Radoane, M., Rãdoane N. and Dumitriu. D. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. Geomorphology. 50: 293-306.
20- Ritter, D. F., Kochel, R. C. and Miller, J. R. (1995). Process Geomorphology: Boston Ma, WBC/Mc Graw-Hill,P 545.
21- Seeber, L and V. Gornitz. (1983). River profile along the Himalayan arc as indictors of active tectonics, Tectonophysics, 92: 335–367.
22- Whipple, K. X and G. E. Tucker. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, Journal of Geophysical Research, 104: 17661-19674.
23- Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32: 151-185.
24- Willgoose G. (1994). A Physical explanation for an observed area- SLope-elevation relationship for catchments with declining relief,Water Resource research,30: 151-159.
25- Zavoianu, I. (1985). Morphometery of drainage basins: developments in water science, Oxford.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی