مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته

پاییز ۹۲، شماره ۹

# ارزیابی ویژگی‌های مورفوتکتونیک رودخانه زاینده‌رود در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری

**الهام داودی**

*دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی منابع طبیعی، آبخیزداری، دانشگاه شهرکرد*

**ناهید شبانیان بروجنی**

*استادیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد*

**علیرضا داودیان دهکردی**

*دانشیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین ، دانشگاه شهرکرد*

*تاریخ دریافت: ۹۲/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۲/۱۰*

*Elhamdavoodi90@yahoo.com*

## چکیده

رودخانه زاینده‌رود، بزرگ‌ترین رودخانه فلات مرکزی ایران است که از دامنه‌های رشته‌کوه زردکوه بختیاری شروع و پس از عبور از اصفهان به باتلاق گاوخونی می‌ریزد. حوزه‌ی آبخیز این رودخانه در استان چهارمحال و بختیاری و بخشی از آن در استان اصفهان قرار دارد و در زون زمین‌ساختی سنندج- سیرجان واقع است. از نظر زمین‌ساختی این منطقه توسط دو گسل معکوس دالان و بن با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی احاطه شده است. ارزیابی کمی اشکال و عوارض سطح زمین و محاسبه‌ی شاخص‌های ریخت‌سنجی رودخانه‌ها از مهمترین روش‌های ارزیابی مورفوتکتونیک محسوب می‌شود. در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی از قبیل منحنی فرازنما بی‌بعد حوزه، انتگرال منحنی فرازنما، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، پیچ و خم آبراهه‌ها، شاخص ۷ و ... به ارزیابی ویژگی‌های تکتونیکی منطقه پرداخته می‌شود. بررسی و ارزیابی ناشی از تلفیق کلیه شاخص‌ها، نشان داد که رودخانه زاینده‌رود از نظر تکتونیکی، بطور کلی حالت نیمه‌فعال دارد.

***کلمات کلیدی:*** *شاخص‌های مورفوتکتونیک، تکتونیک فعال، رودخانه زاینده‌رود، چهارمحال و بختیاری.*

## مقدمه

رقابت همیشگی بین فرآیندهای تکتونیکی که منجر به شکل‌گیری توپوگرافی و فرآیندهای سطحی که منتهی به فرسودگی آن می‌شود، بیان کننده هسته تکتونیک ژئومورفولوژی یا ژئومورفولوژی ساختاری می‌باشد (Burbank and Anderson, 2011). از زمانی که انسان برای زیستن و پیشبرد هدف‌های اقتصادی خود ناگزیر به همزیستی با پدیده های طبیعی شد اثرپذیری او از پدیده‌ها، عامل‌ها و فرایندهای زمین‌ریخت‌شناسی و همچنین اثرگذاری بر آنها نیز آغاز گردید. تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در جهان نمی‌توان یافت که در طول چندهزار سال اخیر تحت تاثیر تغییرات تکتونیکی قرار نگرفته باشد. به همین لحاظ، ارزیابی و بررسی فرآیندهای تکتونیکی فعال و اثرات ناشی از آن همچون زمین‌لرزه‌ها برای بسیاری از فعالیت‌های بشری همچون طراحی و احداث شهرها، نیروگاه‌ها، سدها از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد تا به واسطه‌ی آن بتوان خطرات و خسارات ناشی از این گونه فرآیندهای فعال را به حداقل ممکن رساند (حبیب‌اللهیان و رامشت، ۱۳۹۰). مورفومتری یا ریخت‌سنجی، اندازه‌گیری کمی شکل چشم‌اندازهای روی زمین می‌باشد که می‌توان در قالب متغیرهای ساده‌ای اندازه‌گیری شود (Bull, 1991). در ساده ترین سطح، عوارض زمین می‌توانند بوسیله بزرگی‌شان، ارتفاع (حداکثر، حداقل یا میانگین) و شیب مشخص شوند (Keller and Pinter, 2001). این اندازه‌گیری‌ها شرایطی را فراهم می‌آورد تا با آنها به توصیف و شناسایی وضعیت مناطق با استفاده از تکتونیک فعال پرداخته شود. کاربرد شاخص‌های زمین‌سنجی در سال‌های اخیر بدلیل سهولت در محاسبه و خطای کم در تشخیص مناطق فعال رواج بیشتری یافته است (ارفعنیا، ۱۳۸۹). معمولاً دگرشکلی‌های زمین‌ساختی سطح زمین به آرامی و بیش از هزاران سال اتفاق می‌افتد. بنابراین، با توجه به اینکه این تغییرات را چشم بشر نمی‌تواند تشخیص دهد، باید به دنبال اشکال ریخت‌شناسی بود که این تغییرات را در طی سال‌ها در خود حفظ کرده‌اند (Chorley et al., 1984). این تغییرات را می‌توان به وسیله‌ی شاخص‌های ریخت‌سنجی توصیف کرد. این اندازه‌گیری‌های کمی به ژئومورفولوژیست‌ها اجازه می دهد تا بتوانند عوارض زمین را بصورت واقعی مقایسه کنند. مطالعات پیشین که در مناطق مختلف جهان با استفاده از شاخص ریخت‌سنجی بر روی حوزه‌ها و شبکه‌ی آبراهه‌ها صورت گرفته است، حکایت از کارایی آنها در شناسایی مناطق فعال دارد. رامشت و همکاران (۱۳۸۷)، به بررسی تاثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط افکنه‌ی درختنگان در منطقه‌ی شهداد کرمان پرداختند. در این پژوهش با بررسی شواهد ژئومورفیک، تاثیر تکتونیک جنبا بر نحوه‌ی تکوین و تغییر شکل مخروط افکنه تحلیل شده است. آبدیده و همکاران(۱۳۸۸)، به ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال با استفاده از تحلیل ریخت‌سنجی در حوزه‌ی آبریز رودخانه‌ی دز پرداختند و به این نتیجه رسیدند علت گستردگی نرخ زمین‌ساخت در این منطقه ناشی از برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی و بلوک ایران است. مردانی و همکاران (۱۳۸۸)، نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوزه‌ی طالقان‌رود، شاهرود و سفیدرود در البرز مرکزی پرداختند و شاخص‌های مانند انتگرال ارتفاع‌سنجی، گرادیان طول رودخانه، نسبت ارتفاع به پهنای دره، عدم تقارن زهکشی را اندازه‌گیری کردند. حبیب‌اللهیان و رامشت (۱۳۹۰)، به بررسی کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده‌رود پرداختند و به این نتیجه رسیدند که منطقه مورد بررسی از لحاظ نئوتکتونیک در وضعیت نیمه‌فعال متمایل به غیرفعال دارد.



www.SID.ir

Archive of SID

Pazzaglia and Frankel,2006 ، با مقایسه‌ی شاخص‌های زمین‌ساختی در دو جبهه‌ی کوهستانی در منطقه‌ی Toas و Sierra در نیومکزیکو به این نتیجه رسیدند که در منطقه‌ی Toas فعالیت‌های بالاآمدگی همواره فعال است، در حالی که در منطقه‌ی Sierra پس از مدتی متوقف شده است.

Kale and shejwalker 2008، با استفاده از شاخص‌های Hi, Vf, Af, SI, Re را در مسیر ۳۰ رودخانه موجود در حاشیه‌ی غربی فلات دکن مورد بررسی قرار داده‌اند و تاثیر زمین‌ساخت فعال در این منطقه را اندک ارزیابی کردند. در مقیاس ناحیه ای، به دست آوردن نرخ زمین‌ساخت فعال و به طور خاص بررسی کمی مناطق از نظر زمین‌ساخت فعال دشوار است. در این پژوهش سعی شده است روشی برای ارزیابی کمی زمین‌ساخت فعال معرفی شود. روش‌هایی که بیشتر مورد توجه است، استفاده از شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناختی مانند انتگرال ارتفاع‌سنجی، نسبت ارتفاع به پهنای دره و غیره هستند که در بررسی‌های زمین‌ساخت فعال سودمند شناخته شده‌اند. این روش‌ها پیش‌تر به عنوان یک ابزار با ارزش در بررسی تفاوت‌های زمین‌ساخت فعال در مناطق مختلف آزموده شده‌اند (آبدیده و همکاران،۱۳۸۸).

## گستره‌ی مورد بررسی

از نظر تقسیمات کشوری بخش اصلی ناحیه مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری و بخش دیگر آن جزو استان اصفهان می‌باشد. رودخانه زاینده‌رود تقریباً بصورت محور مرکزی در این منطقه جریان دارد که در اطراف آن تعداد زیادی روستا با جمعیتی قابل توجه و مزارع و باغ‌های فراوان وجود دارد. منطقه مورد مطالعه با مساحتی معادل ۷۶۹ کیلومترمربع منطقهٔ پستی است که بین یک سری ارتفاعات بلند و مرتفع جنوب‌غرب و ارتفاعات شمال‌شرق واقع شده است (شکل۱). سری ارتفاعات جنوب‌غربی عبارتند از کوه برآفتاب به ارتفاع ۳۱۴۵ متر از سطح دریا- کوه لاطان- کوه سید بهاالدین و ارتفاعات شمال شرقی عبارتند از کوه دالان کوه به ارتفاع ۳۴۵۰ متر- کوه بزی‌نو-کوه مستان- کوه پرپر- کوه چشمه بغل. این دو رشته ارتفاعات با روند شمال غرب- جنوب شرق منطقه مورد مطالعه را محصور کرده و به موازات یکدیگر و در امتداد رشته‌کوه‌های زاگرس قرار دارند. نکته قابل توجه اینکه کوه‌های کم ارتفاع‌تری از آهک‌های پرمین نیز بر تارک سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده منطقه حضور دارند (شکل ۲)، این کوه‌ها عبارتند از: پیر پیر، کمانسون، قاش‌سیدی، برون قویی، یان‌چشمه و شیدا. خط الراس و ستیغ این کوه‌ها نیز تقریباً دارای همان روند شمال‌غربی – جنوب شرقی می‌باشد (داودیان، ۱۳۸۴).

مختصات منطقه مورد مطالعه که بخشی از زون سنندج – سیرجان است به شرح زیر است: سد زاینده‌رود با مختصات۳۲ درجه و۴۴ دقیقه و ۰۴ثانیه و ۵۰ درجه و ۴۴دقیقه و۱۱ ثانیه ( نقطه‌ی شروع)، پل زمانخان با مختصات۳۲ درجه و۲۷ دقیقه و ۲۷ ثانیه و۵۰ درجه و ۵۹ دقیقه و ۳۸ ثانیه (نقطه‌ی انتهایی) و ارتفاع بیشینه و کمینه از سطح دریا در این گستره به ترتیب ۳۱۶۰ تا ۱۸۰۰ متر است.

از نظر زمین‌شناسی بخش اصلی منطقه مورد بررسی را یک زون برشی تشکیل می‌دهد که از سد زاینده رود تا نزدیکی روستای هوره قابل تشخیص است. این زون برشی شامل سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و آذرین دگرشکل شده می‌باشد. سنگ‌های دگرگونی منطقه عمدتاً شامل شیست‌های کوارتز- فلدسپاتی، میکاشیست، گنایس‌های چشمی، پاراگنایس‌های دومیکایی و آمفیبولیت بوده که همراه با توده‌های گرانیتی و دولریتی دگرشکل شده، مجموعه دگرگونی- آذرین و دگرشکلی این زون را تشکیل می‌دهند. در مسیر رودخانه پس عبور از این زون برشی، سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و گرانیتی دیده نشده و در عوض سنگ‌های رسوبی شامل شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرا ظاهر می‌شوند. علاوه بر این سنگ‌های رسوبی، سنگ‌های آذرین بیرونی عمدتاً بازالت و آندزیت به همراه مجموعه سنگ‌های پیروکلاستیک بویژه توف نیز دیده می‌شوند. بطور کلی این مجموعه رسوبی و آذرین که غالباً به سن ژوراسیک هستند تا حدودی دگرگونی درجه پایین و همچنین دگرشکلی را متحمل شده‌اند (داودیان، ۱۳۸۴).

## روش کار

ابتدا نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ محدوده مورد مطالعه و اطراف آن و نقشه‌ی زمین‌شناسی آن تهیه گردید. با توجه به توپوگرافی منطقه، نقاط را به منظور انجام محاسبات مورفوتکتونیکی مشخص کرده و این پارامترها با استفاده از نرم‌افزار ArcGis محاسبه شد. سپس اطلاعات بدست آمده از نرم‌افزار و بازدیدهای صحرایی مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت.

## بحث

شاخص‌های ژئومورفیک از ابزارهای مهم برای ارزیابی درجه فعالیت های تکتونیکی در یک ناحیه ویژه هستند. تمامی شاخص‌های ژئومورفیک تحت تاثیر ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی سنگ‌ها قرار دارند. بنابراین مقادیر حاصل از بکارگیری این شاخص‌ها، به طور مستقیم و یا غیرمستقیم نشان دهنده ویژگی‌های مذکور هستند (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸). در این پژوهش با بررسی و ارزیابی اثرات نئوتکتونیک در رودخانه‌ی زاینده‌رود به وسیله‌ی شاخص‌های مورفومتریک از قبیل منحنی فرازنما حوزه‌ی مورد بررسی، انتگرال منحنی فرازنما، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، نسبت V، عدم تقارن آبراهه، شاخص شکل حوزه و شاخص تقارن توپوگرافی عرضی به تشخیص پدیده‌ی تکتونیک فعال پرداخته شده است. به منظور محاسبه‌ی زمین‌ساخت فعال و ارزیابی آن، در منطقه مورد بررسی ۲۰ نقطه در مسیر رودخانه مشخص (شکل ۳) و پارامترهای فوق در آنها محاسبه گردید.

### شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوزه‌ی آبریز ( Drainage Basin Asymmetry (AF))

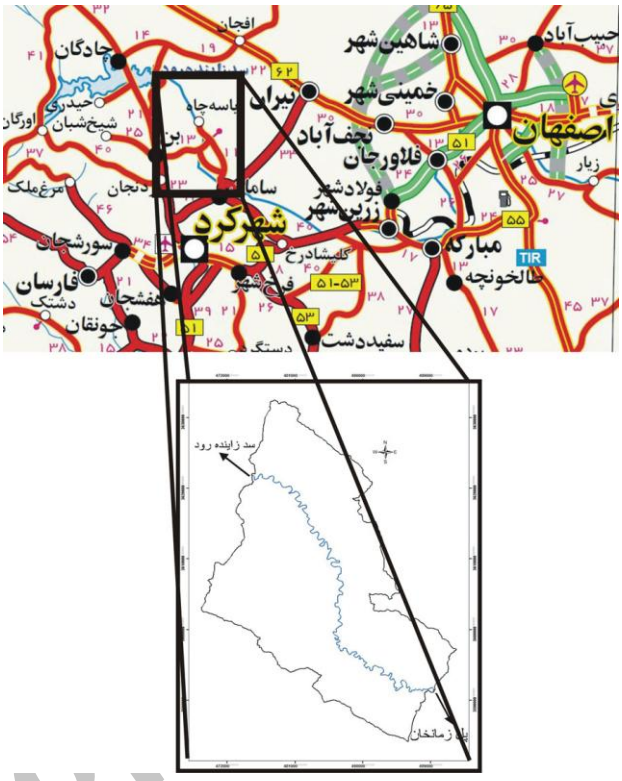
طول آبراهه و زهکش‌های فرعی در دو سوی آبراهه اصلی نیز می‌توانند برای ارزیابی میزان بالاآمدگی (uplift) فعال مورد استفاده قرار گیرند. در مناطق دارای بالاآمدگی فعال معمولاً بدلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از بالاآمدگی در یک سوی منطقه و به تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه‌های فرعی و در نتیجه مساحت در برگیرنده این آبراهه‌ها در سوی بالاآمده منطقه بیش از همین طول در سمت مقابل خواهد بود شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها بصورت زیر تعریف می‌شود:

$$AF = 100\left(\frac{A_r}{A_t}\right)$$ رابطه (۱)

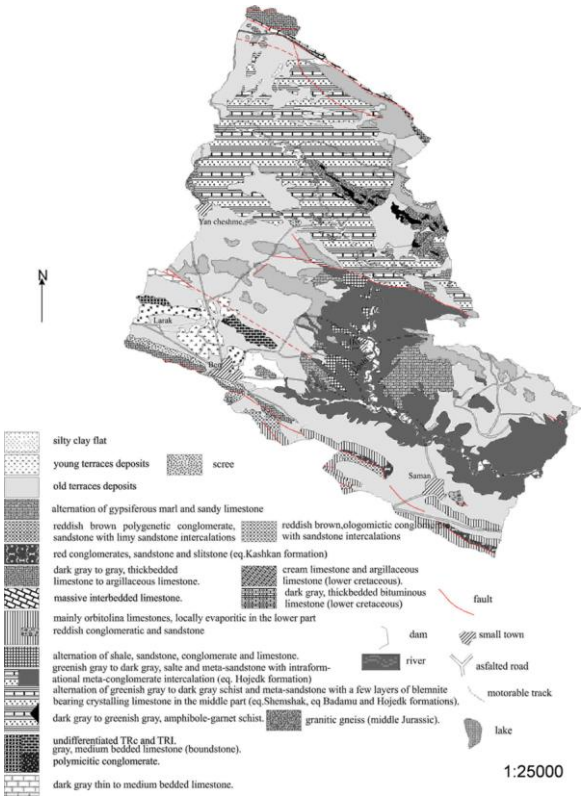
AF= شاخص عدم تقارن آبراهه، $A_r$= مساحت حوزه در برگیرنده‌ی زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه‌ی اصلی بر حسب کیلومترمربع و $A_t$= مساحت حوزه‌های دربرگیرنده‌ی زهکش‌های فرعی در ساحل سمت چپ و راست آبراهه‌ی اصلی بر حسب کیلومترمربع (Keller and Pinter, 2001).

Archive of SID

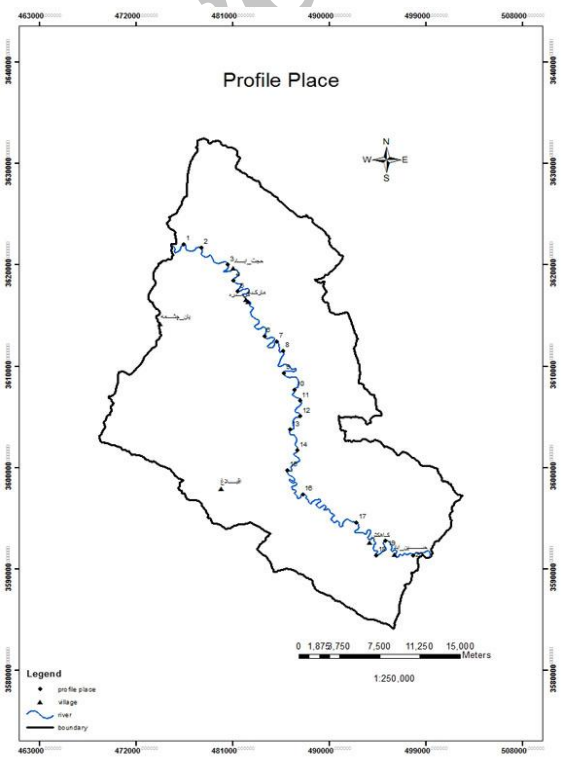

www.SID.ir




شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده‌ی مورد مطالعه




شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه ی مورد مطالعه

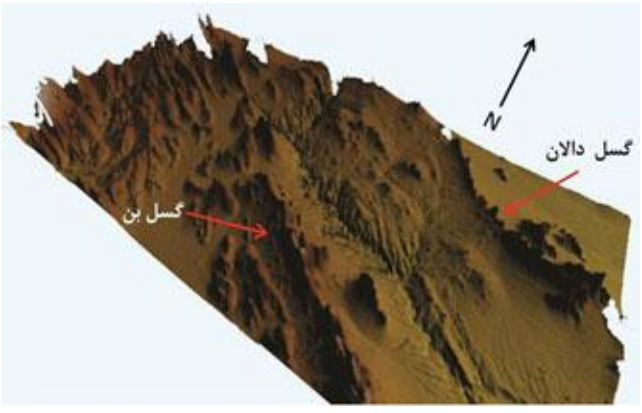



شکل۳. محل نقاط مورد بررسی در امتداد رودخانه زاینده رود



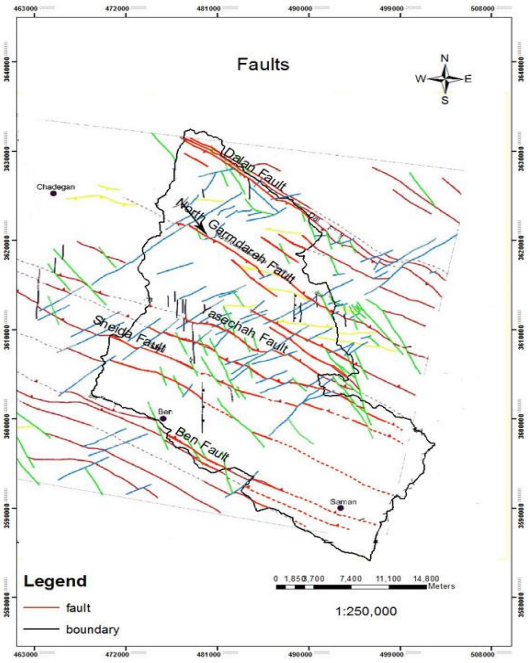
www.SID.ir

مقادیر عددی AF در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه‌ی اصلی و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر بالاآمدگی خواهد بود(شکل ۴) . مقادیر عددی بیشتر از ۵۰ و کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر بالاآمدگی در ساحل راست و چپ آبراهه اصلی خواهد بود (حافظی مقدس، ۱۳۸۸) (شکل ۵). کارایی این شاخص محدود به مواردی است که جهت کج‌شدگی بر مسیر جریان رود عمود باشد (عبادیان، ۱۳۷۹). در منطقه‌ی مورد مطالعه مساحت حوزه‌ی دربرگیرنده آبراهه‌های فرعی در ساحل سمت چپ آبراهه‌ی اصلی ۳۵۵/۱۶۳۵۴۸ کیلومترمربع و مساحت حوزه دربرگیرنده‌ی آبراهه‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه‌ی اصلی ۴۱۳/۸۱۱۷۱۱ کیلومترمربع می‌باشد. در نتیجه با توجه به اینکه AF بیشتر از ۵۰ می‌باشد می‌توان گفت، به فرض یکسان بودن عواملی مانند لیتولوژی، پوشش گیاهی، عملکرد بالاآمدگی در ساحل سمت راست بیشتر از ساحل سمت چپ می‌باشد. (بعلت عملکرد گسل‌ها) (شکل۴ و ۶ الف). چنانکه در (شکل ۶) ملاحظه می‌شود رودخانه زاینده‌رود در بازه مورد مطالعه، بین دو گسل اصلی و بزرگ منطقه یعنی دالان و بن محصور شده است. هر دو گسل در طی دوره کواترنری فعال بوده‌اند (Babahmadi et al., 2012). به علت عملکرد این دو گسل، دو رشته کوه مرتفع نسبتاً موازی در منطقه تشکیل شده‌اند. این دو رشته کوه شبیه به دو دیواره رودخانه زاینده‌رود را در بر گرفته‌اند. بدین جهت بایستی بیان نمود که مسیر رودخانه زاینده‌رود در بازه سد زاینده‌رود تا پل زمانخان بشدت متاثر از عملکرد این دو گسل بزرگ با روند شمال غرب و جنوب شرق می‌باشد و جابجایی در امتداد این دو گسل معکوس سبب برخاست (uplift) منطقه گردیده است. برخاست در اثر نیروهای کوهزایی زمین چهره رودخانه‌ای را تغییر می‌دهد. فعالیت تکتونیکی ضربانی بروی گسل‌های محدوده کننده رشته کوه‌ها، توپوگرافی را افزایش می‌دهد، نرخ فرآیندهای زمین را تغییر می‌دهد و سبب تغییر در شکل پستی و بلندی ها و جریآنهای روردخانه‌ای می‌گردد (Bull, 2007). همین موضوع خود منجر به تغییر شکل رودخانه زاینده رود به عنوان یک رودخانه مئاندری چاک دار (Incised Meander river) شده است. بنابراین در بازه مورد مطالعه رودخانه زاینده رود با وجود مئاندری بودن دره نسبتاً عمیقی را حفر کرده است (شکل ۶ ب).

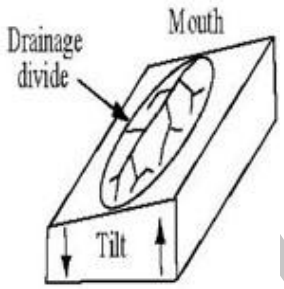



شکل۶ الف. نقشه DEM منطقه (بدون در نظر گرفتن مقیاس)، محل عملکرد گسل‌ها در امتداد گسل‌های دالان و بن رشته کوه‌های مرتفع قرار دارند که دره رودخانه زاینده رود را محصور کرده‌اند.

شکل ۶ ب. تصویر ماهواره‌ای ( Google Earth) رودخانه زاینده‌رود که دره نسبتاً عمیقی را حفر کرده است. در بالای تصویر رشته کوه مرتفع بزی نو که در امتداد گسل دالان در بالا آمده است ملاحظه می شود.




شکل۴. نقشه گسل‌های موجود در حوزه، ( بابااحمدی، ۱۳۸۷)




شکل۵. نمایش نحوه‌ی محاسبه‌ی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوزه‌ی آبریز (ماخذ: Molin et al., 2004)

Archive of SID

### شاخص شکل حوزه Drainage Basin Shape Ratio (Bs)

با استفاده از این شاخص می‌توان شکل حوزه را به یک شاخص کمی تبدیل کرد (Cannon, 1976). که به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$B_s = \frac{B_l}{B_w}$$ رابطه (۲)

که در این رابطه $B_l$ طول حوزه، از محل مجرای خروجی تا بالاترین نقطه (دورترین) آن و $Bw$ عرض حوزه، که در عریض‌ترین بخش آن اندازه‌گیری می‌شود. حوزه‌های با کشیدگی زیاد مشخص‌کننده‌ی مناطق فعال زمین‌ساختی است یعنی جایی که جریان به صورت ابتدایی بستر خود را حفر می‌کند. با دور شدن از زمان فعالیت منطقه، شکل آن به دایره نزدیک می‌شود. حوزه‌هایی با Bs بزرگتر از ۴ حوزه‌های فعال، حوزه‌هایی با Bs بین ۳ تا ۴ حوزه‌های نیمه‌فعال و حوزه‌های با Bs کمتر از ۳ حوزه‌های غیرفعال تقسیم‌بندی می‌شوند.

در حوزه‌ی مورد مطالعه طول حوزه برابر ۵۱/۳۸ کیلومتر و عرض حوزه ۲۵/۶۴ کیلومتر بوده و میزان Bs برابر ۱/۹۸ می‌باشد که مطابق با تقسیم‌بندی ارائه شده حوزه از نوع غیرفعال است.

### شاخص منحنی فرازنما( Hypsometeric Curve)

منحنی فرازنما، توزیع ارتفاعات را در راستای عمود بر یک ناحیه از زمین توصیف می‌کند و به عبارتی دیگر منحنی فرازنما، توزیع ارتفاعات را در عرض یک ناحیه از خشکی نشان می‌دهد ( Keller and Pinter, 2001). این منحنی با در نظر گرفتن ارتفاع نسبی در مقابل مساحت نسبی ترسیم می‌گردد (شکل ۷). تحول حوزه‌ها و به تبع آن فعالیت فرایندهای فرسایشی و انباشتگی نه تنها با روش منحنی فرازنما قابل بررسی است، بلکه با استفاده از نمودارهای فرازنما موقعیت جبهه فرسایشی نیز قابل ارزیابی می‌باشد. معمولاً در حوزه‌های فعال از نظر تکتونیک فرایندهای فرسایشی در بخشی و فرایندهای انباشتگی در بخش دیگر فعال است. با عنایت به موارد فوق از نمودارهای فرازنما نیز برای تحلیل نحوه فعالیت فرایندهای مختلف استفاده شده است (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸).

از شکل منحنی فرازنمای حوزه می‌توان به این نتیجه رسید که نیمرخ طولی نشان‌دهنده‌ی غلبه‌ی فرسایش در حوزه و تاثیرگذاری آن بر ارتفاعات است (حبیب‌اللهیان و رامشت، ۱۳۹۰). در مراحل اولیه‌ی زمین‌شناسی (جوانی) شکل منحنی فرازنما برای حوزه‌های زهکشی در حال توسعه متغیر است. اما در مرحله‌ی بلوغ، علیرغم کاهش ناهمواری‌ها، منحنی فرازنما دارای تغییر کمی می‌باشد. در مرحله‌ی پیری، توده‌های منفردی از سنگ‌های مقاوم، احتمالاً تپه‌های برجسته‌ای تشکیل می‌دهند و باعث می‌شود که منحنی فرازنما شکل طبیعی خود را از دست بدهد (فریفته، ۱۳۷۰). تحدب در منحنی فرازنما بیانگر غلبه‌ی فعالیت تکتونیکی منطقه بر فعالیت‌های فرسایشی می‌باشد در حالیکه تقعر در منحنی فرازنما بیانگر غلبه‌ی فعالیت‌های فرسایشی بر فعالیت تکتونیکی است. این منحنی نشان می‌دهد که حوزه مورد بررسی در مرحله‌ی پیری واقع شده است.

### شاخص انتگرال فرازنما( Hypsometric Integral (Hi) )

از روش‌های ساده در تعیین شکل منحنی فرازنما برای یک حوزه‌ی آبریز فرضی، محاسبه‌ی انتگرال فرازنما برای آن است. مقادیر زیاد انتگرال نشان‌دهنده‌ی آنست که قسمت اعظم توپوگرافی، مرتفع‌تر از مقدار میانگین است. مقادیر متوسط تا کم آن نیز به حوزه‌های آبریزی مربوط می‌شود که بطور یکنواخت‌تری بریده شده‌اند. به عبارتی دیگر، مقادیر عددی بزرگ برای این انتگرال بیانگر توپوگرافی جوان و مقادیر عددی متوسط و کم به ترتیب بیانگر توپوگرافی بالغ و پیر می‌باشد (حبیب‌اللهیان و رامشت، ۱۳۹۰) و از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$H_i = \frac{H_{mean} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$$ رابطه (۳)

تقسیم‌بندی موجود در مورد $H_i$ به این صورت است که $H_i$ های بزرگتر از ۰/۵مربوط به حوزه‌های فعال، و Hi های بین ۰/۴ تا ۰/۵ حوزه‌های نیمه فعال و Hi های کمتر از ۰/۴ مربوط به حوزه‌های غیرفعال است. در حوزه‌ی مورد بررسی میزان Hi برابر ۰/۳۱ بدست آمده و در نتیجه از نظر این شاخص حوزه از نوع غیرفعال است(Keller and Pinter, 2001) .

### شاخص تقارن توپوگرافی عرضی ( Transverse topographic symmetry factor (T))

مقدار T برداری با جهت‌گیری خاص و با مقادیری از صفر تا یک می‌باشد که مقادیر عددی نزدیک به یک می‌تواند بیانگر فعالیت مورفودینامیکی و فرسایش باشد و بالعکس. که این شاخص از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (Cox,1994 و Keller and Pinter, 2001):

$$T = \frac{D_a}{D_d}$$ رابطه (۴)

که در آن T شاخص تقارن توپوگرافی، Da فاصله‌ی نوار مئاندری فعال از خط میانی حوزه‌ی آبریز و Dd فاصله‌ی خط میانی حوزه آبریز از خط مرز حوزه می‌باشد (ایلدرمی، ۱۳۸۸). در حوزه‌های کاملا متقارن مقدار عددی شاخص Tصفر می‌باشد. با کاهش تقارن حوزه، مقادیر عددی T افزایش یافته و به عدد یک نزدیک می‌شود (شکل ۸).

برای محاسبه‌ی این شاخص ابتدا خط میانی حوزه ترسیم و سپس در ۲۰ محل مشخص شده اقدام به اندازه‌گیری Da و $D_d$ کردیم که مقادیر آنها در جدول ۱ ارائه شده است. همانطور که در (جدول ۱) مشاهده می‌شود میزان تقارن توپوگرافی عرضی از شمال تا جنوب حوزه متفاوت بوده و می‌توان گفت که در جنوب حوزه، نقطه ۲۰، حوزه تقریباً متقارن بوده. مرکز و شمال حوزه نسبت به جنوب آن نامتقارن‌تر و در نتیجه تکتونیک فعال‌تر می‌باشد.

### شاخص نسبت پهنا به عمق Ratio of valley – floor with to valley height (Vf)

این شاخص از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$V_f = \frac{2 \times V_{fw}}{\{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})\}}$$ رابطه (۵)

در این رابطه $V_f$ نسبت پهنای کف دره، $E_{sc}$ ارتفاع متوسط کف دره از سطح دریا، $E_{ld}$ ارتفاع دیواره سمت چپ دره، $E_{rd}$ ارتفاع دیواره سمت راست دره می‌باشد ( Bull & Mc Fadden, 1977). این شاخص منعکس کننده‌ی اختلاف بین دره‌هایی V شکل و U شکل است، به این معنی که هر چه مورفولوژی دره به شکل V نزدیک‌تر شود مقدار $V_{fw}$ به صفر نزدیک شده که نشان دهنده‌ی عمل تخریب و هرچه مورفولوژی دره به شکل U نزدیک باشد مقدار $V_{fw}$ افزایش می‌یابد که نشان دهنده‌ی تعریض و تسطیح دره و کم شدن شدت فرآیندهای تکتونیکی و پایداری دره است. در واقع میزان این شاخص، با چشم پوشی از تاثیر سایر عوامل، نشان دهنده بالاآمدگی و یا فرونشینی بستر یک رودخانه در یک دوره زمانی بلند است. در مسیر رودخانه‌هایی که گسل وجود دارد، میزان شاخص $V_f$ می‌تواند معرف شدت فعالیت‌های تکتونیکی باشد (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸).



Archive of SID
www.SID.ir

تقسیم بندی ارائه شده برای $V_f$ به این صورت است که $V_f$ های کمتر از ۱ وضعیت بسیار فعال، $V_f$ های بین ۱ تا ۲ نیمه فعال و $V_f$ های بزرگتر از ۲ وضعیت آرامی دارند. همانطور که در (جدول ۲) مشاهده می کنیم تنها در نقاط ۹ و ۱۰، ۱۱ از نظر شاخص $V_f$ وضعیت تکتونیکی فعالی دارند، نقاط ۴، ۵، ۸، ۱۲، ۱۳، ۱۵، ۱۹ و ۲۰ بصورت نیمه فعال و بقیه نقاط در وضعیت تکتونیکی غیرفعال قرار دارند (شکل ۹).

## شاخص نسبت V

این شاخص عبارتند از نسبت مساحت دره به مساحت نیم‌دایره‌ای با شعاع معادل عمق دره ایجاد شده ( Mayer, 1986).

رابطه (۶) $$V = \frac{A_v}{A_c}$$

که در این رابطه $A_v$ مساحت دره در مقطع عرضی به مترمربع، $A_c$ مساحت نیم‌دایره‌ای به شعاع $H$ به مترمربع و $H$ ارتفاع دره به متر می‌باشد (شکل ۱۰). هرچه مقدار عددی شاخص $V$ به عدد ۱ نزدیکتر باشد شکل مقطع عرضی دره به شکل U نزدیکتر بوده و بین بالاآمدگی و فرسایش توازن برقرار می‌باشد. هر چه مقادیر عددی شاخص $V$ از عدد ۱ بزرگتر باشد میزان فرسایش در این نوع دره‌ها بیشتر خواهد بود و در نهایت هر چه مقدار عددی شاخص $V$ از عدد ۱ کوچکتر باشد این موضوع بیانگر دره‌هایی به شکل $V$ بوده و میزان فعالیت در چنین دره‌هایی بیشتر خواهد بود. مقادیر $V$ برای نقاط مشخص شده در (جدول ۳) ارائه شده است.

## ارزیابی پیچ و خم رودخانه( River Sinuosity)

در چارچوب مفهومی یک سیستم تدریجی، رودخانه‌ها به منظور حفظ شیب کانال در تعادل با د یِ جریان و بار رسوبی مئاندری می‌شوند. یک رودخانه زمانی مئاندری می‌شود که شیب خط مستقیم دره برای تعادل بیش از حد شیب دار است، مسیر سینوسی مئاندرها شیب کانال را کاهش می‌دهد. هر دگرشکلی تکتونیکی که شیب یک دره رودخانه را تغییر دهد منجر به یک تغییر همزمان در سینوسیتی شده تا شیب تعادل کانال حفظ شود. یک اثر ثانویه این تطابق اینست که همانطوریکه رودخانه از یک سینوسیتی به سینوسیتی دیگری سوئیچ می کند، نرخ‌های مهاجرت مئاندر و جابجایی دشت سیلابی هم طبیعتاً شتاب می‌گیرد. این اثر ثانویه خودش مورد سنجش قرار گرفته است تا یک ابزار تشخیصی در شناسایی نواحی با تکتونیک فعال باشد. الگوی رودخانه می‌سی‌سی‌پی یک تطابق مهم بین سینوسیتی و نتایج ژئودزی را آشکار می‌سازد. این رودخانه در زون‌های ظاهراً در حال فرونشست بیشتر سینوسی بوده تا در زون های با برخاست که در آن ها همانطوری که انتظار می‌رفت، کمتر سینوسی هستند. الگوی رودخانه شواهد مستقلی را فراهم می‌سازد که اندازهگیری‌های ژئودزی معتبر بوده و دگرشکلی تکتونیکی واقعی است (Keller and Pinter, 2001).

$$S = \frac{C}{V}$$

رابطه(۷ )

که در این رابطه S میزان سینوسیته یا پیچ و خم رودخانه، C طول رودخانه یا جریان و V طول دره را نشان می دهد. هر چه مقادیر عددی بدست آمده زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هر چه کم تر باشد، دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است ( Keller and Pinter, 1996). با مطالعات و بررسی‌های انجام شده در حوزه مورد مطالعه C برابر ۷۸/۴۵ کیلومتر و میزان V برابر با ۳۹ کیلومتر در نتیجه مقدار S برای رودخانه زاینده رود در حوزه ۲/۰۱۱ می‌باشد. این میزان نشان می دهد که رودخانه زاینده رود تقریبا به حالت تعادل رسیده است (شکل ۱۱).

## نیمرخ طولی رودخانه( Longitudinal River Profile)

نیمرخ طولی رودخانه می تواند اطلاعات مفیدی در مورد حوزه مانند سرعت حرکت آب، قدرت فرسایشی رودخانه و ... را به دست می دهد (شکل ۱۲). نیمرخ طولی رودخانه‌ها معمولاً از سه قسمت مجزا تشکیل شده است:

**الف) قسمت فراز آب یا سرآب:** که شیب آن تند و سرعت آب در این قسمت زیاد است. بستر رودخانه در این قسمت از مسیر مرتب در حال فرسایش است تا به تدریج از حالت جوان بودن خارج و به مرحله تکامل برسد.

**ب) قسمت میانی:** که شیب آن کمتر از قسمت سرآب است. در این قسمت اغلب شاخه‌های فرعی به رودخانه می پیوندند و دبی رودخانه در قسمت های مختلف آن مرتباً افزایش می یابد. خصوصیات این قسمت از رودخانه عوامل اصلی طراحی را تشکیل می‌دهد زیرا این قسمت از رودخانه تقریباً تکامل یافته است.

**ج) قسمت فرودآب یا پایاب:** که رودخانه شیب خود را از دست داده و محلی است که با رسوب یر جای گذاشته می شود و رودخانه به سن تکاملی رسیده است (رودخانه‌های مسن) (علیزاده، ۱۳۸۸). با توجه به نیمرخ طولی رودخانه مورد بررسی می‌توان دریافت که این قسمت از رودخانه به مرحله ی تکامل رسیده است.

## نتیجه‌گیری

روند اصلی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه شمال غربی- جنوب شرقی هستند. در قسمتی که مسیر رودخانه شمالی- جنوبی است، رودخانه حالت مستقیم‌تری داشته و میزان مئاندری بودن آن پایین‌تر است. در این بخش مسیر رودخانه گسل‌ها را با زاویه‌ی تند قطع می‌کند. در حالی که در دو بخش دیگر تقریباً مسیر رودخانه به موازات روند گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. زون ۱ که رودخانه مسیر شمال‌غربی- جنوب شرقی دارد کاملاً در محدوده‌ی سنگ‌های دگرگونی قرار می‌گیرد که در اثر زون برشی شمال شهرکرد بالا آمده‌اند. زون ۲ که در مسیر رودخانه روند شمالی- جنوبی دارد دقیقاً در بخش رسوبی بوده که میزان سنگ‌های ولکانیک همراه با سنگ‌های رسوبی کم می‌باشد. ترکیب اصلی سنگ‌های رسوبی عمدتاً شیل‌های کمی دگرگون شده، سیلتستون و ماسه‌سنگ می‌باشد. زون ۳ که در این بخش سنگ‌های رسوبی (شیل و ماسه‌سنگ) با سنگ‌های ولکانیک آندزیتی- بازالتی متعلق به ژوراسیک همراه می‌باشد. کلیه‌ی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل لایه‌بندی، چین‌ها، گسل‌ها دارای روند شمال‌غرب- جنوب شرق هستند. رودخانه نیز در دو بازه‌ی ۱ و ۳ به موازات این روند جریان دارد. در حالی که در بازه‌ی شماره‌ی ۲ رودخانه با زاویه‌ی تندی این مسیر را قطع می‌کند یعنی جایی که حساس‌ترین سنگ‌ها به فرسایش وجود دارد (شکل ۱۳).

ارزیابی شاخص‌های مورفوتکتونیکی روش مناسبی برای بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی فراهم می‌آورند. پس از ارزیابی نئوتکتونیک در گستره‌ی مورد بررسی توسط شاخص‌های مورفومتریک می‌توان نتیجه گرفت که :

۱ - از نظر شاخص عدم تقارن آبراهه، ساحل سمت راست فعال‌تر از ساحل سمت چپ رودخانه‌ی زاینده‌رود است که به علت عملکرد گسل بن می‌باشد.

۲ - از نظر شاخص شکل حوزه، منطقه‌ی مورد بررسی در وضعیت غیرفعال قرار دارد.



Archive of SID
www.SID.ir

۳ - از نظر دو شاخص منحنی فرازنما و انتگرال فرازنما، می‌توان گفت منطقه‌ی مورد مطالعه در وضعیت غیرفعال (بالغ مایل به پیر) قرار دارد.
۴ - از لحاظ شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، نقاط مورد بررسی دارای مقادیر تقریباً یکسانی (محدوده‌ی تغییرات ناچیز) هستند که با توجه به این پارامتر به این نتیجه می‌رسیم که رودخانه تقریباً به یک حالت سکون و تعادل رسیده است.
۵ - در منطقه‌ی مورد بررسی از نظر شاخص پیچ و خم رودخانه و پروفیل طولی رودخانه، این نتیجه بدست می‌آید که رودخانه‌ی زاینده‌رود تقریباً به حالت تعادل رسیده است.
۶ - از نظر شاخص نسبت پهنا به عمق نقاطی که در مسیر دره رودخانه مشخص شده و اندازه‌گیری گردید تنها در مرکز حوزه وضعیت تکتونیکی فعالی دارند و بقیه نقاط وضعیت نیمه‌فعال و غیرفعال دارند. که این امر بعلت جنس ضعیف سازندها در مرکز حوزه نسبت به پهنه های بالایی و پایینی حوزه است در نتیجه مقاومت در برابر فرسایش کمتر خواهد بود (شکل ۱۳).
۷ - از نظر شاخص V نقاطی که در مرکز حوزه واقعند فعالیت تکتونیکی بیشتری نسبت به سایر نقاط دارند که بعلت جنس متفاوت سنگ‌ها در این قسمت با سایر قسمت‌ها است. با بررسی این شاخص به این نتیجه می‌رسیم که رودخانه دره‌هایی عمیقی را در طول مسیر خود حفر کرده است . با توجه به اینکه معمولاً در رودخانه مئاندری عمده فرسایش از نوع کناری می‌باشد میزان حفر بستر و عمیق شدن بسیار کم بوده در حالیکه در این بخش از رودخانه زاینده‌رود با توجه به عمیق بودن دره، فرسایش بستر در طول زمان بشدت عمل نموده است. برای آنکه یک رودخانه مئاندری بتواند بجای فرسایش کناری، فرسایش حفر بستر صورت گیرد بایستی شیب بستر افزایش یابد.

بررسی‌های صحرایی و مطالعه نقشه‌ها و منابع زمین‌شناسی (به عنوان مثال؛ Babaahmadi et al., 2012) نشان می‌دهد فعال شدن این دو گسل بزرگ و مهم در منطقه که تا کواترنری ادامه داشته است، سبب بالا آمدگی منطقه و افزایش شدت توپوگرافی شده است (شکل ۳). این افزایش شدت توپوگرافی، افزایش شیب و تشدید عمل حفر بستر را بدنبال داشته است. اما رفتار خودسازماندهی رودخانه تمایل به حفظ شیب ثابت کانال دارد که سبب افزایش سینوسیتی (زمانیکه شیب دره در جهت پایین دست جریان کاهش می‌یابد ) می‌گردد و همچنین منتهی به مستقیم‌شدگی کانال یک رودخانه چاک‌دار موقعی‌که شیب دره در جهت مقابل افزایش پیدا می‌کند، خواهد شد ( Zamolyi et al., 2010) (شکل ۱۴). بنابراین رودخانه‌ی زاینده‌رود در گستره مورد بررسی به علت فعالیت گسل‌های جوان دالان و بن ضمن مئاندری بودن با تشکیل دره‌های عمیق بصورت یک رودخانه مئاندری چاک دار در آمده است و با بررسی نتایج بدست آمده از تحلیل زمین‌ساخت فعال، می‌توان اذعان داشت که رودخانه زاینده‌رود در محدوده‌ی مورد بررسی بطور میانگین و در مجموع در حالت نیمه‌فعال قرار دارد.

جدول ۱. پارامترهای اندازه‌گیری شده برای شاخص T در حوزه‌ی مورد مطالعه

| نقاط | Da (کیلومتر) | Dd (کیلومتر) | میزانT | نقاط | Da (کیلومتر) | Dd(کیلومتر) | میزانT |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۱ | ۶/۱۹ | ۷/۳۶ | ۰/۸۴۱ | ۱۱ | ۵/۸۰ | ۱۲/۵ | ۰/۴۶۴ |
| ۲ | ۴/۶۹ | ۷/۴۹ | ۰/۶۲۶ | ۱۲ | ۷/۱۸ | ۱۰/۷۶ | ۰/۶۶۷ |
| ۳ | ۱/۷۸ | ۸/۳ | ۰/۲۱۴ | ۱۳ | ۶/۵۳ | ۱۱/۲ | ۰/۵۸۳ |
| ۴ | ۰/۱۵ | ۷/۴۱ | ۰/۰۲۰ | ۱۴ | ۳/۲۸ | ۸/۰۴ | ۰/۴۰۸ |
| ۵ | ۰/۱۳ | ۸/۱۹ | ۰/۰۱۶ | ۱۵ | ۰/۹۴ | ۷/۳۳ | ۰/۱۲۸ |
| ۶ | ۰/۶۳ | ۹/۱۳ | ۰/۰۶۹ | ۱۶ | ۱/۸۶ | ۵/۸۳ | ۰/۳۱۹ |
| ۷ | ۱/۹۲ | ۹/۳۱ | ۰/۲۰۶ | ۱۷ | ۰/۵۷ | ۷/۷۴ | ۰/۰۷۴ |
| ۸ | ۲/۸۹ | ۹/۵۲ | ۰/۳۰۴ | ۱۸ | ۲/۱۹ | ۷/۸۴ | ۰/۲۷۹ |
| ۹ | ۳/۵۶ | ۱۰/۵۷ | ۰/۳۳۷ | ۱۹ | ۰/۶۴ | ۷/۹۶ | ۰/۰۸۰ |
| ۱۰ | ۵/۰۲ | ۱۱/۶۲ | ۰/۴۳۲ | ۲۰ | ۰/۰۲۰ | ۷/۴۰ | ۰/۰۰۳ |

جدول ۲. وضعیت تکتونیکی نقاط بر اساس شاخص Vf

| نقاط | میزانVf | وضعیت تکتونیکی | نقاط | میزانVf | وضعیت تکتونیکی |
|---|---|---|---|---|---|
| ۱ | ۲/۵ | غیرفعال | ۱۱ | ۰/۷۴ | فعال |
| ۲ | ۲/۱۹ | غیرفعال | ۱۲ | ۱/۲۸ | نیمه‌فعال |
| ۳ | ۳/۰۷ | غیرفعال | ۱۳ | ۱/۹۱ | نیمه‌فعال |
| ۴ | ۱/۴۵ | نیمه‌فعال | ۱۴ | ۵/۲۷ | غیرفعال |
| ۵ | ۱/۰۲ | نیمه‌فعال | ۱۵ | ۱/۱۱ | نیمه‌فعال |
| ۶ | ۲/۸۱ | غیرفعال | ۱۶ | ۴/۸۴ | غیرفعال |
| ۷ | ۳/۸۸ | غیرفعال | ۱۷ | ۲/۳۷ | غیرفعال |
| ۸ | ۱/۶۸ | نیمه‌فعال | ۱۸ | ۲/۰۴ | غیرفعال |
| ۹ | ۰/۶۱ | فعال | ۱۹ | ۱/۹۴ | نیمه‌فعال |
| ۱۰ | ۰/۵۴ | فعال | ۲۰ | ۱/۴۴ | نیمه‌فعال |

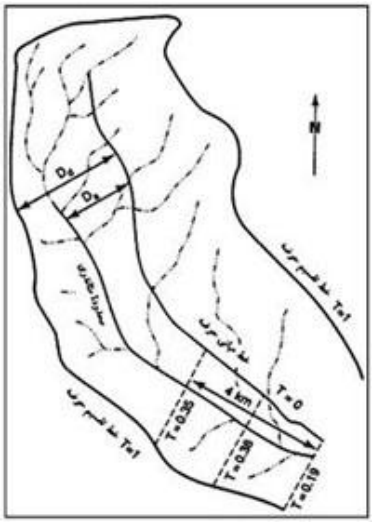
Archive of SID


www.SID.ir

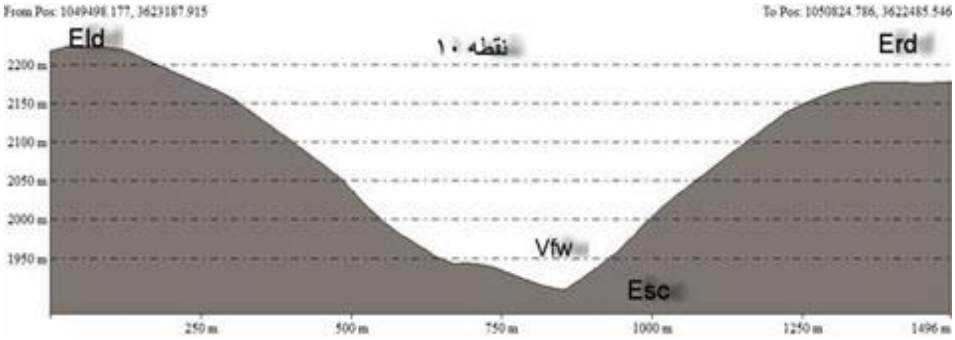
جدول ۳. وضعیت تکتونیکی نقاط بر اساس شاخص V

| نقاط | میزانV | وضعیت تکتونیکی | نقاط | میزانV | وضعیت تکتونیکی |
|---|---|---|---|---|---|
| ۱ | ۱/۴۲ | غیرفعال | ۱۱ | ۰/۴۰ | فعال |
| ۲ | ۱/۵۱ | غیرفعال | ۱۲ | ۱/۰۶ | نیمه‌فعال |
| ۳ | ۱/۶۹ | غیرفعال | ۱۳ | ۰/۷۸ | فعال |
| ۴ | ۱/۷۰ | غیرفعال | ۱۴ | ۱ | نیمه‌فعال |
| ۵ | ۱/۰۳ | نیمه‌فعال | ۱۵ | ۰/۶۰ | فعال |
| ۶ | ۰/۸۴ | نیمه‌فعال | ۱۶ | ۱ | نیمه‌فعال |
| ۷ | ۰/۵۹ | فعال | ۱۷ | ۰/۲۸ | فعال |
| ۸ | ۰/۷۸ | فعال | ۱۸ | ۰/۷۱ | فعال |
| ۹ | ۰/۵۵ | فعال | ۱۹ | ۰/۷۹ | فعال |
| ۱۰ | ۱ | نیمه‌فعال | ۲۰ | ۱/۱۴ | نیمه‌فعال |

شکل۷. منحنی فرازنما حوزه مورد مطالعه

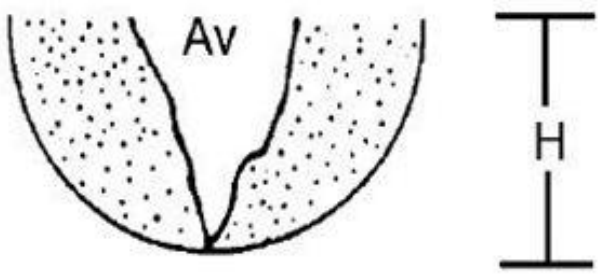



شکل۸. نقشه‌ی شماتیک از یک حوزه و نحوه‌ی محاسبه‌ی پارامترهای لازم برای محاسبه‌ی T (ماخذ: Keller and Pinter, 2001)

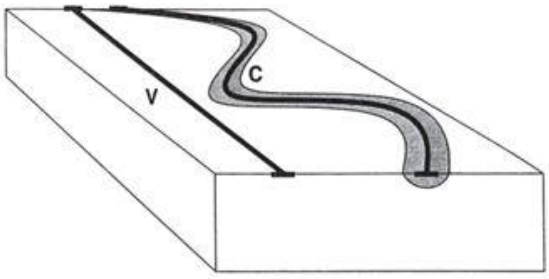



شکل ۹. پروفیل عرضی برای محاسبه شاخص $V_f$


www.SID.ir

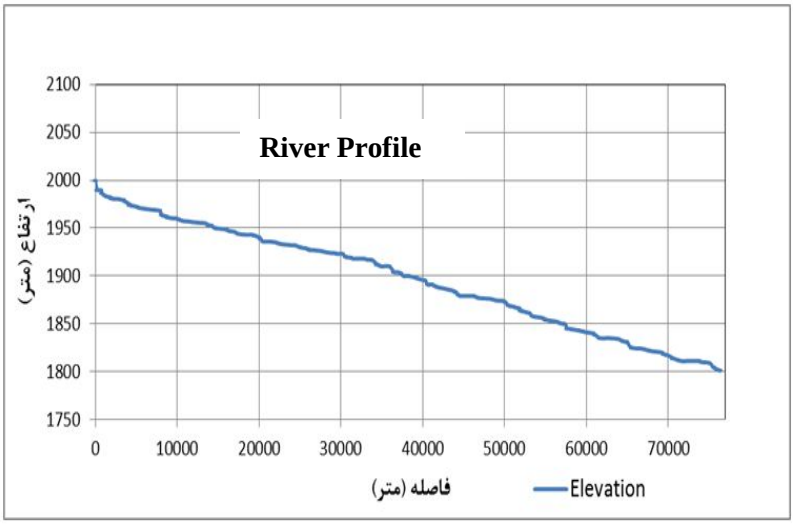



شکل ۱۰. مقطعی قائم از یک دره‌ی فرضی و پارامترهای لازم جهت محاسبه‌ی V (ماخذ: Mayer,1986)



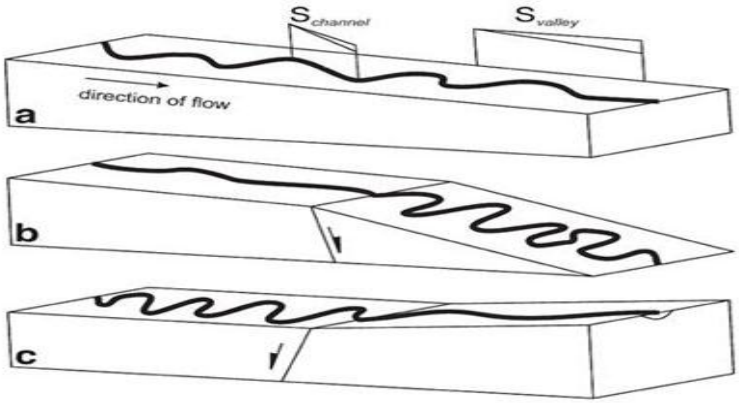

$$\text{Sinuosity} = S = \frac{\text{Channel length}}{\text{Valley length}} = \frac{C}{V}$$

شکل ۱۱. نمایش و محاسبه میزان سینوسیتی یک کانال رودخانه (Keller and Pinter, 2001)




شکل۱۲. پروفیل طولی رودخانه زاینده‌رود در حوزه‌ی مورد بررسی

شکل ۱۳. تقسیم بندی مسیر رودخانه از نظر جنس سازندها




شکل ۱۴. تطبیق دهی الگوی کانال یک رودخانه مئاندری متاثر از حرکات تکتونیکی عمودی (Zamolyi et al., 2010).



www.SID.ir

**منابع**

ارفع‌نیا. ر.، ۱۳۸۹، تکتونیک فعال در منطقه‌ی اقلید، کاربرد مدل رقومی سطح زمین (DEM) در مورفوتکتونیک، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۶، شماره‌ی ۴، ص ۲۴۵-۲۵۶.

آبدیده. م.، قرشی. م.، رنگزن. ک.، آرین. م.، ۱۳۸۸، ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال با استفاده از تحلیل ریخت‌سنجی، بررسی موردی حوزه‌آبریز رودخانه دز، جنوب باختری ایران، علوم زمین، تابستان ۹۰، سال ۲۰، شماره ۸۰، ص ۳۳-۴۶.

ایلدرمی. ع.، ۱۳۸۸، بررسی مورفولوژی پرتگاه‌ها و تحول پسروی جبهه شمالی توده کوهستانی الوند، نشریه جغرافیا و برنامه ریزی (دانشگاه تبریز)، سال ۱۴، شماره ۳۰، ص ۲۷-۵۲.

باباحمدی. ع.، ۱۳۸۷، زمین‌شناسی ساختمانی سنگ‌های دگرگونی در ناحیه‌ی جنوب چادگان، زون سنندج- سیرجان، ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۱۴ص.

بیاتی خطیبی. م.، ۱۳۸۸، تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیکی درحوزه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره‌ی ۲، بهار ۱۳۸۸ ، ص ۲۳-۵۰.

حافظی مقدس. ن.، ۱۳۸۸، زمین‌ریخت‌شناسی کاربردی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۵۶ص.

حبیب‌اللهیان. م.، رامشت. م. ح.، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده‌رود، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، ص ۹۹-۱۱۲.

داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونومتامورفیک و ماگماتیک ناحیه‌ی بین شهرکرد و داران (زون سنندج-سیرجان، ایران) ، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۱۶ص.

رامشت. م. ح.، سیف. ع.، شاه‌زیدی. س.، انتظاری. م.، ۱۳۸۷، تاثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط افکنه‌ی درختنگان در منطقه‌ی شهداد کرمان، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، زمستان ۸۸، ص ۲۹-۴۶.

عبادیان. س.، ۱۳۷۹، تحلیل ساختاری و زمین‌ساختی طاقدیس سبزپوشان بر اساس آنالیز مورفوتکتونیک منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی.

علیزاده. ا.، ۱۳۸۸، اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ ۲۶، دانشگاه امام رضا، ۸۷۰ص.

فریفته. ج.، ۱۳۷۰، تحلیل‌های کمی در ژئومورفولوژی، تالیف دورنگامپ وکینگ ستراهلر و گاردینر داکومب چو، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۵۷ص.

مردانی. ز.، قرشی. م.، آرین. م.، خسروتهرانی. خ.، ۱۳۸۸، نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوزه‌ی طالقان‌رود، شاهرود و سفیدرود در البرز مرکزی، شمال ایران، علوم زمین، زمستان ۸۹، سال ۲۰، شماره ۸۸ ،ص ۱۵۹-۱۶۷.

Babaahmadi, A., Mohajjel, M., Eftekhari, A., Davoudian, A.D, 2012, An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: Evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj–Sirjan Zone, Journal of Asian Earth Sciences, 43, p: 77–88.

Bull. W. B., 1991, Geomorphic responses to climatic change. Oxford University Press, New Yourk, 326 pages.

Burbank, D. W., Anderson, R. S., 2001, Tectonic geomorphology. Blackwell Science, 274 pages.

Bull. W., Mcfadden L., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California, Geomorphology in Arid regions, Puplications in Geomorphology, State University of NewYork at Binghamton, p:115-138.

Bull. W.B., 2007, Tectonic geomorphology of mountains, Blackwell Publishing Ltd, 316 pages.

Cannon. P. J., 1976, Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin, Oklahoma Geology Notes, 36(1), p: 3-16.

Chorley. R. J.,Schum. S. A. , Sugden. D. , 1984, Geomorphology, London, 607 pages.

Cox R.T., 1994, Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt block tectonics: an example from the Mississippi embayment,Geol.Soc.Am.Bull.106, p: 571– 581.

Frankel. K. L., Pazzaglia.F. J., 2006, Mountain Fronts, Base-level Fall, and Landscape evolution, In Sights From the Southern Rocky Mountains, Geological Society of America, p: 419-439.

Kale. V. S., Shejwalker Nikhil, 2008, Uplift along the Western Margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence?. Journal of earth system science, 117. No: 6, p: 959-971.

Keller. E.A., Pinter. N., 2001, Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape (2nd Edition), New Jersey, Prentice Hall, 362 pages.

Mayer. L., 1986, Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts, Miami University, p: 125-135.

Molin. P., Pazzaglia. F. J., Dramis. F., 2004, Geomorphic Expression of Active Tectonics in a Rapidly Deforming Arc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy, Amerian journal of science, vol: 304, p:559-589.

Zamolyi. A., Szekely. B., Draganits. E., Timar. G., 2010, Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain, Geomorphology, Volume 122, Issues 3–4, P: 231-243.

Archive of SID



www.SID.ir