

## تحلیل شکل مجرای رودخانه کلکان چای (حد فاصل سد کلکان تا الحاق به رودخانه قرنقو)

صیاد اصغری سراسکانرود \* - دانشیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه محقق اردبیلی.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۶/۱۹      تأیید نهایی: ۱۳۹۶/۰۷/۱۸

### چکیده

هدف این تحقیق تحلیل عوامل موثر بر شکل‌گیری الگو و دینامیک مجرا در محدوده مورد مطالعه رودخانه کلکان چای و ارزیابی قدرت رودخانه و اثرات آن بر مورفولوژی مجرا تحت تاثیر عوامل و اقدامات انسانی در تغییر شکل مجرا می‌باشد. تصاویر ماهواره ای، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، داده‌های هیدرولوژیکی جریان، داده‌های مستخرج از مدل رقومی ارتفاع و داده‌های مطالعات صحرایی داده‌های تحقیق را تشکیل می‌دهند، جهت رسیدن به هدف تحقیق، از روشهای تحلیل قدرت رودخانه، قدرت مخصوص رودخانه، شاخص‌های ضریب خمیدگی، زاویه مرکزی و تحلیل سینوسی مسیر برای تحلیل دینامیک و الگوی مجرا استفاده شده است. نتایج روشهای مختلف نشان داد که شکل‌گیری الگو و دینامیک مجرا در محدوده مورد مطالعه تحت تاثیر ویژگیهای فرایندهای هیدرولوژیکی ناشی از فرایند تدارک دبی و دبی رسوبی، مقاومت لیتولوژیکی بستر و کناره‌های رودخانه می‌باشد و نقش عوامل انسانی به صورت تصرف و اشغال بستر رودخانه به شکل ایجاد باغات و مزارع و همچنین برداشت منابع شن و ماسه از بستر رودخانه می‌باشد. نتایج تحلیل قدرت سیلابی و قدرت مخصوص رودخانه نشان داد که با کاهش عرض معبر رودخانه، قدرت رودخانه افزایش می‌یابد، و قدرت سیلابی رودخانه به ویژگیهای مورفولوژیکی رودخانه بستگی دارد. نتایج این تحقیق می‌تواند در شناسایی بازه‌های حداکثر توان رودخانه و بازه‌های تحت تاثیر فرسایش رودخانه ای استفاده شود.

واژگان کلیدی: دینامیک مجرا، الگوی رودخانه، قدرت رودخانه، رودخانه کلکان چای.

## مقدمه

الگوهای متفاوت رودخانه ها تحت تاثیر عوامل مختلفی نظیر تکتونیک، لیتولوژی، اقلیمی، هیدرولوژیکی و نقش عوامل انسانی می باشد. این عوامل متناسب با نوع منطقه تاثیرهای متفاوتی بر شکل الگوی رودخانه ها می گذارند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۶: ۲) سد سازی، عملیات ساماندهی رودخانه برداشت شن و ماسه از بستر رودخانه، احداث پل و سازه های مهندسی در حریم و بستر رودخانه و ... باعث تغییر قدرت رودخانه می شود. تغییر قدرت رودخانه باعث تغییر در موازنه حمل رسوب و میزان بار رسوبی شده و باعث ایجاد اشکال مورفولوژیکی در بستر رودخانه می گردد (حافظ<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰: ۲) مطالعات محققان ژئومورفولوژی رودخانه ای ثابت کرده است که سه فرایند ۱- فرایندهای تکتونیک (تغییر سطح اساس یوسیله بالا آمدگی یا فرونشست) (ویپل<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴: ۱۵۱) ۲- رژیم هیدرولوژیکی- اقلیمی و تغییر آنها (تغییر در موازنه دبی و رسوب) (کولینس و مونتوگمری<sup>۳</sup>، ۲۰۱۱: ۱۷۵؛ هیتمولر و هادسون<sup>۴</sup>، ۲۰۰۹: ۲۴۶) ۳- تغییر لیتولوژی و سنگ بستر در امتداد نیمرخ طولی رودخانه از سرچشمه تا مصب (سلندر<sup>۵</sup>، ۲۰۰۴: ۱۸، ویپل و همکاران<sup>۶</sup>، ۱۹۹۹: ۶۶۱) باعث ایجاد مورفولوژی های مختلف رودخانه ها می گردد با این تفاوت که سهم هر کدام از این متغیرها در رودخانه های متفاوت کاملاً نامساوی است. از طرف دیگر وول و همکاران<sup>۷</sup> (۲۰۰۴: ۹۶۹) در تحقیقی اظهار کردند که نمی توان متغیرهای کنترل کننده رفتار رودخانه های آبرفتی را برای رودخانه غیر آبرفتی همانند دره های یخچالی، یا رودخانه های که تحت تاثیر بالا آمدگی تکتونیک هستند یا رودخانه های محصور در دره های نواحی کوهستانی با لیتولوژی مقاوم به فرسایش و یا رودخانه های تحت تاثیر گسلش و حرکات توده ای به کار برد. بنابراین رودخانه یک سیستم دینامیکی است که متغیرهای اقلیمی، فیزیوگرافی و زمین شناسی در کنترل نهایی رفتار نهایی آن تاثیر می گذارند (سیار و نیوسون<sup>۸</sup>، ۲۰۰۳: ۱۸) باید توجه داشت که مورفولوژی رودخانه به فاکتورهای متعددی چون تغییرات جریان آب، شیب بستر، سطح مقطع رودخانه، زمین شناسی منطقه، تکتونیک یا مورفوتکتونیک منطقه و نیز زمان لازم برای شکل گیری و تغییر شکل رودخانه، بستگی دارد (لئوپولد و همکاران<sup>۹</sup>، ۱۹۶۴: ۲۱؛ وول و همکاران<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۴: ۹۷۲؛ ماکاساکی و همکاران<sup>۱۱</sup>، ۲۰۰۹: ۱۹۶؛ رالف و حسی<sup>۱۱</sup>، ۲۰۱۰: ۵۳؛ موسوی حرمی و همکاران<sup>۱۲</sup>، ۱۳۸۱: ۵۴؛ مختاری، ۱۳۸۸: ۱۱۸). با بررسی و شناخت دقیق این عوامل می توان الگوی رفتاری صحیح رودخانه را به دست آورد و به واکنش طبیعی و تغییرات احتمالی رودخانه پی برد (احمدی، ۱۳۶۷: ۲۲۱). شرایط زمین شناسی و لیتولوژی هر منطقه ای از عوامل اصلی کنترل کننده رفتار رودخانه ها می باشد. جنس سنگها، نحوه قرار گیری لایه ها، میزان بالا آمدگی ساختارهای زمین شناسی یا پایین افتادگی آنها می توانند اثرات قابل ملاحظه ای روی مورفولوژی رودخانه ها، پروفیل طولی و تغییرات مجرای آنها داشته باشند (فاطمی عقدا و همکاران<sup>۱۳</sup>، ۱۳۸۰: ۱۶۳). رودخانه ها در امتداد مسیر خود شرایط مختلفی را تجربه می کنند بطوریکه ابتدا از مسیر کوهستانی شروع و پس از عبور از دشت ها به مصب دریاها و یا دیگر رودهای اصلی می رسند و در هر کدام از این مناطق رفتاری کاملاً متفاوت را به نمایش می گذارند و در

<sup>۱</sup> Hafez<sup>۲</sup> Whipple<sup>۳</sup> Collins and Montgomery<sup>۴</sup> Heitmuller, Hudson<sup>۵</sup> Selander<sup>۶</sup> Whipple et al<sup>۷</sup> Whol et al<sup>۸</sup> Sear and Newson<sup>۹</sup> Lepold et al<sup>۱۰</sup> Makaske et al<sup>۱۱</sup> Ralph and Hesse

نتیجه الگوهای متفاوتی را به خود می‌گیرند. در رودخانه‌های واقع در دشت‌های سیلابی شکل آبراهه‌ها در واکنش به حالت‌های متنوع انرژی، به اشکال مختلف تک‌شاخه‌ای (مستقیم، سینوسی، پیچان رودی) یا چند شاخه‌ای (شریانی) در می‌آید (ریچاردز، ۱۳۸۴: ۳۱۸). در این رودخانه‌ها دگرگونی‌های تدریجی به انواع مختلف الگوهای مجرای، به متوسط اندازه ذرات بار رسوبی، دبی شکل دهنده‌ی مجرا (دبی لبریزی یا سیلابی) و شیب دره بستگی دارد، با افزایش دبی آب و رسوب، الگوی مجرا از حالت مستقیم به مائندری و گیسویی تغییر می‌یابد (بریچ، ۱۳۸۷: ۳۲۳). در حالی که مطالعات محققان در نواحی مختلف نشان می‌دهد که شکل آبراهه‌ها و حالت‌های متنوع آن در رودخانه‌های نواحی کوهستانی بستگی به شرایط زمین‌شناسی، مقاومت تشکیلات به فرسایش، پهنای دره و شرایط مورفوتکتونیک منطقه دارد (استوک و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۹: ۴۹۸۳؛ کربی و ویپل<sup>۲</sup>، ۲۰۰۱: ۴۱۵) خطی (۱۳۸۵) فرضیه‌های متنوعی را برای تشکیل پیچان رودها موثر می‌داند و بیان می‌کند که تغییر در نوع لیتولوژی، حضور موانع تصادفی و همچنین تاثیر ناشی از فعالیت‌های تکتونیک و نقش حضور موانع آتشفشانی از دلایل عمده خمیده شدن رودخانه‌ها و یا افزایش خمیدگی آن محسوب می‌شود. برای مثال زمانی که رودخانه از لیتولوژی کم‌مقاوم به لیتولوژی مقاوم‌تر می‌رسد، خمیده‌تر می‌شود و در نتیجه پیچان‌های متوالی تشکیل می‌شود افتادن تخته‌سنگ‌های بزرگ در مسیر جریان رودخانه و ایجاد گسل‌هایی که اختلاف سطح مشخصی را پدید می‌آورند نیز ممکن است چنین نتایجی را به همراه داشته باشد. در مطالعه دیگری شیدگر و آجاکایه (۱۹۹۴) حرکات توده‌ای را در ساوانا مورد مطالعه قرار داده‌اند نتیجه این مطالعه نشان داد که بسیاری از پدیده‌های ژئومورفولوژی همچون شبکه آبراهه‌ها، زمین لغزشها، دره‌ها و حتی حرکات یخجالی دارای یک طرح اولیه تکتونیک می‌باشد (پیروان و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۱۴: ۱). نانسون و نایتون<sup>۴</sup> (۱۹۹۳) در تحقیقی بیان کردند که نوسانات دبی به عنوان یک فرایند کلی روی کشش جریان، فرسایش‌پذیری کناری و فراوانی بار بستر به عنوان کنترل‌کننده اصلی الگوی رودخانه می‌باشد. مونتگومری و گران<sup>۵</sup> (۲۰۰۱) نشان دادند که بسیاری از متغیرهای مجرا همچون پهنا تحت تاثیر مستقیم تغییر لیتولوژی می‌باشد. مونتگومری و بافینگتون<sup>۶</sup> (۱۹۹۷) در تحقیقاتشان نحوه شکل‌گیری اشکال رودخانه‌ای و دینامیک مجرا را در نواحی کوهستانی را متفاوت با نواحی دشتی می‌دانند. ایلرتسن و هانسن<sup>۷</sup> (۲۰۰۸) شکل‌گیری الگوی آبراهه‌ها و دینامیک مجرا را در رابطه با فعالیت‌های تکتونیک مورد بررسی قرار داده‌اند و تاکید دارند که تکتونیک و لیتولوژی از عوامل مهم تاثیر گذار بر الگوی آبراهه‌ها می‌باشند. مختاری (۱۳۸۸) در تحقیقی در رودخانه باغلا در دامنه شمالی میشو داغ به خوبی نشان داد که مورفولوژی فعلی قسمت‌های مختلف رودخانه نتیجه عوامل غیر رودخانه‌ای مثل اسارت، تغییر لیتولوژی، حرکات توده‌ای از قبیل زمین لغزش و ریزش‌های کناری آبراهه‌ها می‌باشد. بنابراین با توجه به مسئله تحقیق هدف این نوشتار تحلیل عوامل موثر بر شکل‌گیری الگو و دینامیک مجرا در محدوده مورد مطالعه رودخانه کلکان چای و ارزیابی قدرت رودخانه و اثرات آن بر مورفولوژی مجرا تحت تاثیر عوامل و اقدامات انسانی در تغییر شکل مجرا می‌باشد.

#### منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز کلکان چای جزو سرشاخه‌های قزل‌اوزن بوده که رودخانه قرنقو زهکش اصلی آن می‌باشد. که در موقعیت ۲۸' ۴۶° تا ۳۰' ۳۰° طول شرقی و ۳۴' ۳۷° تا ۴۶' ۳۷° عرض شمالی در دامنه‌های شرقی کوهستان سه‌سند واقع

<sup>۱</sup> Stock et al

<sup>۲</sup> Kirby and Whipple

<sup>۳</sup> Peyrowan et al

<sup>۴</sup> Knighton and Nanson

<sup>۵</sup> Montgomery and Gran

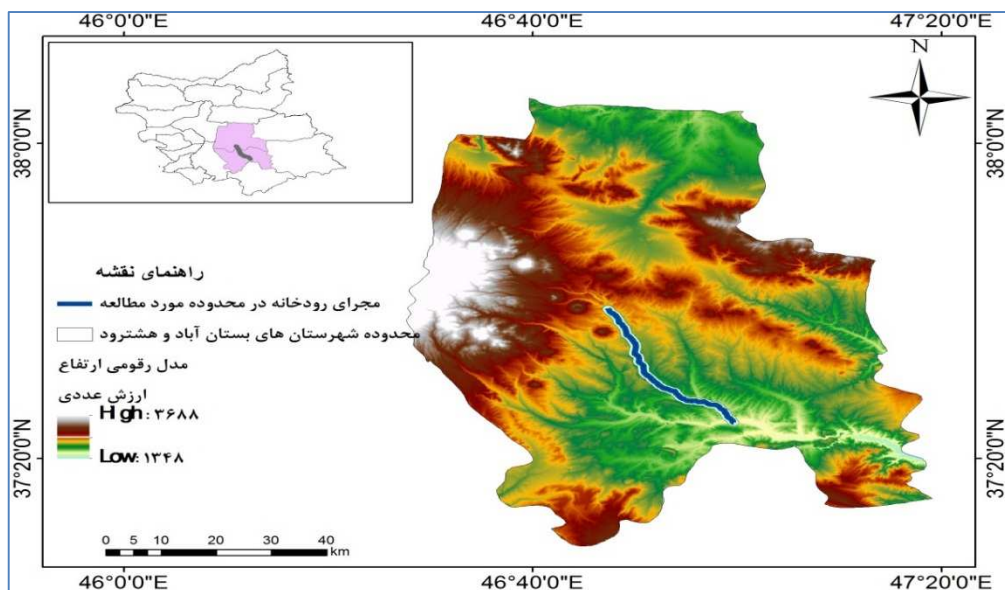
<sup>۶</sup> Montgomery and., Buffington

<sup>۷</sup> Eilertsen and Hansen

شده است. این رودخانه از دامنه شرقی کوه سهپند سرچشمه گرفته و پس از جمع آوری جریانات سطحی دیگر از قبیل شاخه اصلی، سراسکند چای، شهر چای و کلکان چای رودخانه اصلی قرنقو را تشکیل می دهد. این رودخانه دارای دو شاخه نسبتاً پرآب و دایمی به نام های بهادر چای و چینی بلاغ بوده که بر روی شاخه اصلی در محل روستای کلکان، سدی در حال احداث می باشد. سطح حوضه آبخیز این رودخانه در محل سد، ۲۰۲/۸ کیلومتر مربع بوده که در محل اتصال به رودخانه قرنقو سطح حوضه به ۶۱۰/۵ کیلومتر مربع افزایش می یابد. محدوده مورد مطالعه این تحقیق حد فاصل سد کلکان تا اتصال کلکان چای به رودخانه قرنقو می باشد (شکل ۱) علت انتخاب محدوده فوق تحلیل دینامیک خاص جریان و نحوه تغییر و شکل گیری پارامترهای مورفولوژیکی بعد از شرایط احداث سد کلکان و به عبارت دیگر بررسی عدم ایجاد شرایط آستانه ای ناشی از رفتار کنترلی سد بر روی پارامترهای مورفولوژیکی مجرا می باشد. برخی از مشخصات هیدروژئومورفیک رودخانه قرنقو در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱: برخی از مشخصات هیدروژئومورفولوژیکی رودخانه قرنقو (منبع: محاسبات نگارنده)

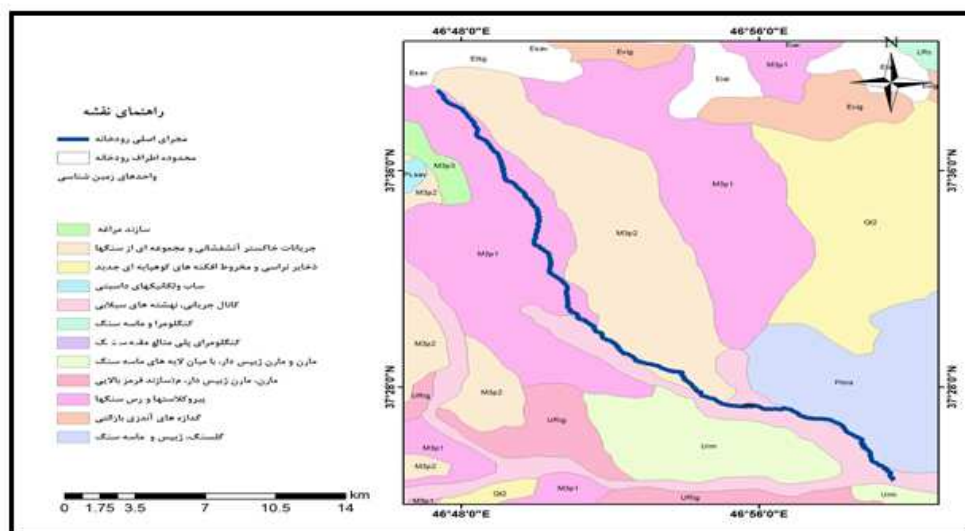
رودخانه	ارتفاع حداکثر حوضه (M)	ارتفاع میانگین حوضه (M)	ارتفاع حداقل حوضه (M)	طول رودخانه (KM)	سطح حوضه (km <sup>2</sup> )	متوسط بارش سالانه
کلکان چای	۳۷۰۰	۱۹۷۲/۲	۱۵۴۰	۶۹/۹	۶۱۰/۵	۳۱۰



شکل ۱: موقعیت رودخانه کلکان چای در استان آذربایجان شرقی و در سطح شهرستان های هشترود و بستان آباد و موقعیت محدوده مورد مطالعه رودخانه کلکان چای

تکامل ساختمانی ناهمواری های حوضه عمدتاً مربوط به دوران دوم و سوم زمین شناسی و در ارتباط با فازهای زمین ساختی لارامید و پیرنه می باشد. وضع کنونی حوضه قرنقو چای در پلیوسن و اوایل پلیستوسن شکل گرفته است که در آن آثاری از پرکامبرین تا پلیو-پلیوستوسن مشاهده می شود. در اثر فعالیتهای تکتونیک، گسلها و شکستگیهایی در حوضه پدیدار شده است. حداکثر انقباض افقی به وجود آمده از چین خوردگی رسوبات (N35E) و مخروطهای آتشفشانی جدید در توده آتشفشانی حوضه، از نکات مهم در تکوین ساختمانی حوضه بشمار می روند. کنگلومرا، ماسه سنگ، پومیس، تفر و خاکستر ولکانیکی، پادگانه های آبرفتی قدیمی و جوان، نهشته های مخروط افکنه ای و تخریبی جوان از مهمترین رخساره های حوضه به شمار می روند که در تمام زیر حوضه ها پراکنده اند (حیدری و مقیمی، ۱۳۸۶: ۱۲۲). سازندهای زمین شناسی

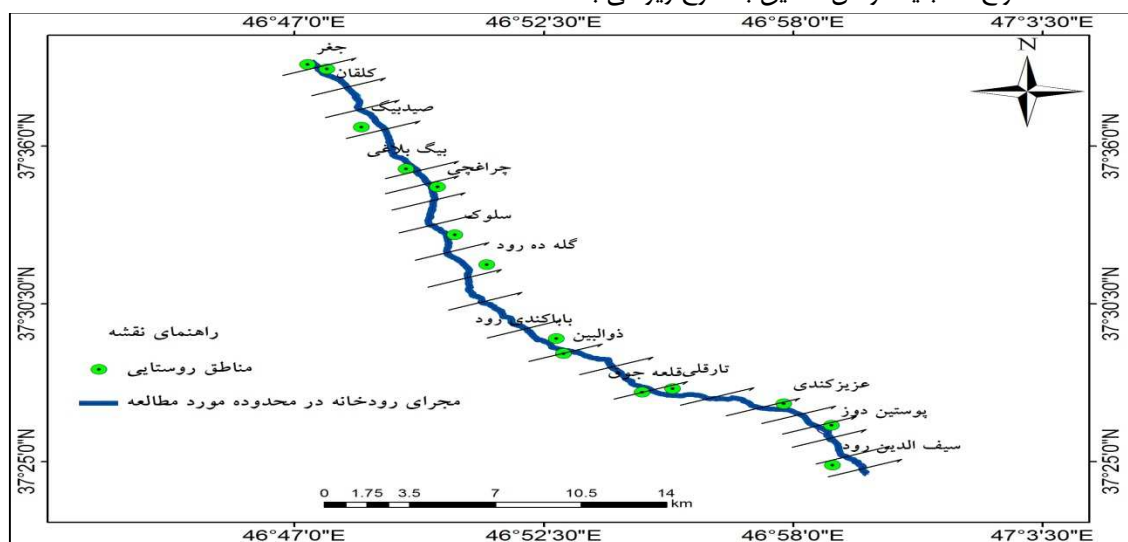
حوضه قرنقو میوسن ۷۲٪، پلیوسن ۲٪، رسوبات کواترنری ۱۳٪ و بقیه سنگهای نفوذی آذرین می باشد که نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه در شکل ۲ آورده شده است. لیتولوژی عمده شامل سنگهای پیروکلاستیکی، ریولیت، داسیت، مارن های ماسه سنگی و بقیه تراس های آبرفتی جوان رودخانه ای را شامل می شوند.



شکل ۲: نقشه زمین شناسی مسیر مورد مطالعه در رودخانه کلکان چای

### مواد و روش

داده های مورد استفاده این تحقیق شامل نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر ماهواره ای لندست سنجنده OLI سال ۲۰۱۶، داده های هیدرولوژیکی جریان و نرم افزار Google Earth می باشد. جهت تحلیل و بررسی دینامیک و ویژگیهای الگوی رودخانه در محدوده مورد مطالعه از روشهای مختلفی استفاده شده است، هدف از استفاده روشهای مختلف علاوه بر صحت سنجی نتایج، همپوشانی نتایج مختلف و رسیدن به یک دیدگاه واحد می باشد. بنابراین اولین مرحله این تحقیق مطالعه میدانی بود در طول مطالعه میدانی سعی شد عوامل موثر بر دینامیک رودخانه با فرضیات نحوه شکل گیری الگو و دینامیک رودخانه های بررسی و مقایسه بشود به علت طولانی بودن مسیر مورد مطالعه، تمامی محدوده مورد مطالعه امکان مطالعه میدانی میسر نبود همچنین عرض رودخانه (شکل ۳) از نرم افزار Google Earth استخراج شد بقیه مراحل تحقیق به شرح زیر می باشد.



شکل ۳: مناطق اندازه گیری عرض رودخانه و مناطق روستایی اطراف رودخانه

جهت تعیین رژیم جریان رودخانه کلکان چای از داده های دبی رودخانه در محل ایستگاه تلاقی رودخانه با رودخانه قرنقو چای استفاده شده که در جدول ۲ متوسط آبدهی ماهانه و سالانه آورده شده است.

جدول ۲- متوسط آبدهی ماهانه و سالانه رودخانه قرنقو (محل تلاقی با رودخانه قرنقو چای) (۱۳۵۸-۱۳۸۸) (منبع: سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان شرقی)

حجم جریان MCM	حجم جریان Lit/Sec/Km <sup>2</sup>	سالانه	شهرزور	مراد	تک	کرداد	آرندبهشت	فرودین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	ماه
۱۱۹/۴	۶/۲۰	۳/۷۹	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۵۳	۱/۷۳	۱۳/۶۸	۱۱/۶۸	۴/۹۱	۲/۸۶	۲/۷۷	۳/۴۵	۲/۷۷	۱/۲۳	دبی متر مکعب بر ثانیه

برای بررسی قدرت رودخانه و تاثیر آن بر فرسایندهی و کند و کاو رودخانه در جریان پایه (۲/۳۳ Q) و در دوره های بازگشتی مختلف نیاز بود دبی برگشتی رودخانه در دوره های برگشتی مختلف محاسبه شود بنابراین نتایج محاسبات در جدول ۳ آورده شده است.

جدول ۳: حداکثر دبی لحظه ای در دوره برگشت های مختلف به روش کامل

دوره برگشت	دبی پایه	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۲۰۰
دبی	۶۴/۱	۵۷/۱	۸۹/۱	۱۰۹	۱۳۹/۸	۱۵۳/۹	۱۷۲/۵	۲۰۳/۹

انرژی پتانسیل آب های جاری تحت تاثیر شیب و نیروی جاذبه موجب ایجاد قدرت رودخانه در بسترهای آبرفتی می شود و به صورت زیر تعریف می گردد

$$\Omega = \gamma QS \quad \text{رابطه ۱ (فیلیپ و دیسلوگرز، ۲۰۱۳: ۳)}$$

که در این رابطه  $\gamma$  وزن مخصوص آب (معادل ۹۸۱۰ نیوتن بر متر مربع)  $Q$  دبی (متر مکعب بر ثانیه) و  $S$  شیب کانال می باشد. قدرت کل رودخانه ( $\Omega$ ) در طول رودخانه که معمولاً به مقطع جریان نسبت داده می شود. قدرت جریان همچنین می تواند در واحد سطح بستر رود هم بیان بشود اگر به عرض رودخانه ( $W$ ) تقسیم گردد

$$\omega = \gamma QS / W \quad \text{رابطه ۲ (فیلیپ و دیسلوگرز، ۲۰۱۳: ۳)}$$

که در این رابطه  $\omega$  قدرت مخصوص رود در واحد وات بر متر مربع می باشد که به میانگین مقطع عرضی قدرت رود در هر واحد از عرض رودخانه (یا قدرت رود در واحد سطح بستر، متر مربع) بیان می شود. قدرت خاص جریان ممکن است به عنوان میانگین قدرت رودخانه نیز بیان بشود. جهت تعیین قدرت مخصوص رود در شرایط عادی جریان از میانگین سالیانه جریان استفاده شد. با توجه به این که دبی که بیشترین اثر را روی فرسایش، رسوب گذاری، مورفولوژی و شکل مقطع عرضی دارد دبی لبریز<sup>۳</sup> رودخانه نام دارد و با توجه به این که دبی لبریز، توان لازم برای فرسایش و رسوب گذاری و تغییر سطح مقطع مجرا را دارد و دوره بازگشت آن به اندازه کافی کوتاه است تا اثرات آن به وسیله جریان های ضعیف تر اما با

<sup>۱</sup> دبی پایه یا دبی لبریز دبی ای است که دشت سیلابی فعال را تحت تاثیر قرار می دهد. دبی مقطع پر، دارای فراوانی و دره بازگشتی ثابتی نیست، براساس نظر چاو (۱۹۸۸) دبی شکل دهنده به مجرا در رابطه با دوره بازگشت سیلابی، ۲/۳۳ سال است که توسط توزیع کامل محاسبه می شود (روستایی و همکاران، ۱۳۹۲: ۲)

<sup>۲</sup> Phillips and Desloges

<sup>۳</sup> دبی لبریز دبی ای است که دشت سیلابی فعال را تحت تاثیر قرار می دهد. دبی مقطع پر، دارای فراوانی و دوره بازگشت ثابتی نیست، براساس نظر چاو (۱۹۸۸) دبی شکل دهنده به مجرا در رابطه با دوره بازگشت سیلابی، ۲/۳۳ سال است که توسط توزیع کامل محاسبه می شود (روستایی و همکاران، ۱۳۹۲).

فراوانی وقوع زیادتر، پوشیده نشود (روستایی و همکاران، ۱۳۹۲: ۲). بنابراین از دبی لبریز برای بررسی فرسایش و کند و کاو رودخانه استفاده شد.

در ادامه تحقیق جهت بررسی شکل و الگوی هندسی مسیر رودخانه از تصاویر ماهواره ای لندست سنجنده OLI سال ۲۰۱۶، استفاده شد. برای استخراج مسیر رودخانه از تصاویر سنجنده OLI ابتدا عملیات پیش پردازش شامل تصحیح اتمسفری<sup>۴</sup> صورت گرفت روش های مختلفی برای تفکیک آب از سایر عوارض وجود دارد که در این مطالعه از شاخص تفاضل آب نرمال شده (NDWI) برای استخراج مسیر رودخانه استفاده شد/

$$\text{NDWI} = \frac{\text{Green} - \text{NIR}}{\text{Green} + \text{NIR}} \quad \text{رابطه ۳}$$

پس از پردازش تصاویر فایل رقومی حاصل به محیط ARC GIS وارد و خط بستر و ساحل رودخانه به صورت لایه های رقومی مستقل استخراج شد. در مرحله بعد اقدام به شناسایی پیچان رودهای موجود شد در مرحله بعد نقاط عطف یا نقاط تغییر انحنای محور رودخانه تعیین شد سپس برای هر یک از قوس های رودخانه دوایری برازش شد که بیشترین بهترین تطابق را با قوس داشته باشد و در ادامه مشخصات هندسی پیچان رودها از قبیل طول موج، طول قوس، شعاع انحنای و دامنه نوسان در محیط نرم افزار ARC GIS با استفاده از توابع موجود استخراج گردید. سپس با استفاده از رابطه شماره ۷ اندازه ضریب خمیدگی برای هر قوس محاسبه شد.

$$S = \frac{L}{\lambda / 2} \quad \text{رابطه ۴}$$

که در این رابطه S ضریب خمیدگی، L طول قوس،  $\lambda/2$  نصف طول موج می باشد. در ادامه زاویه مرکزی قوس های زده شده بر روی هر کدام از بازه ها با استفاده از رابطه شماره ۸ محاسبه گردید.

$$A = \frac{180L}{R\pi} \quad \text{رابطه ۵}$$

در این رابطه نیز A زاویه مرکزی، R شعاع دایره برازش داده شده می باشد. شاخص بعدی میزان سینوزیته مسیر جریان است. بررسی میزان پیچش مانندرها و سینوزیته مسیر رودخانه می تواند مقایسه میزان انحنای مسیر قطعات مختلف رودخانه و در نتیجه اظهار نظر در مورد پیچش مسیر آن را سهل تر سازد (خطیبی، ۱۳۹۱: ۹۳). این شاخص را ابزاری برای شناسایی نواحی دارای حرکات جوان تکتونیکی می داند به صورتی که هر چه مقادیر عددی بدست آمده زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هر چه کم تر باشد، دلیل بالا بودن فعالیت های تکتونیکی در منطقه است. جهت بررسی سینوزیته مسیر رودخانه، کل محدوده مورد مطالعه به ۲۰ قسمت طبقه بندی شد سپس میزان سینوزیته مسیر رودخانه با استفاده از رابطه ی ۶ محاسبه شد.

$$S = T/L \quad \text{رابطه ۶}$$

که در این رابطه S میزان سینوزیته، T طول سینوزیته و L مسافت طولی خط مستقیم می باشد (خطیبی، ۱۳۹۱: ۹۱)

## نتایج

### تحلیل ویژگیهای پیچان های رودخانه

ضریب خمیدگی و زاویه مرکزی مبین میزان توسعه پیچان رودی در مسیر می باشد (بیدنهارد و همکاران، ۱۹۹۷: ۱۴۰) براساس جدول ۴ میانگین ضریب خمیدگی محدوده مورد مطالعه ۱/۳۱ بدست آمد و بیش از ۹۰ درصد محدوده دارای

<sup>۴</sup> برای تصحیح اتمسفری از روش FLAASH استفاده شد. این الگوریتم قوی ترین روش تصحیح اتمسفری در نرم افزار ENVI بوده و جزو روش های مطلق تصحیح اتمسفری شناخته می شود.

خمیدگی ۰/۵ تا ۱/۵ می باشد و خمیدگی بیش از ۱/۵، ۸/۹ درصد پیچان های محدوده را تشکیل می دهد در هیچکدام از پیچان های مورد مطالعه نیز خمیدگی کمتر از ۱/۰۵ و بیش از ۲ وجود ندارد بنابراین الگوی محدوده مورد مطالعه سینوسی می باشد. انحراف معیار ضریب خمیدگی بسیار کم در حدود ۰/۱۶ می باشد، که نشان دهنده وجود قوس های تقریبا شبیه هم می باشند که به دو دلیل چنین چیزی اتفاق می افتد-۱ عدم زایش و ایجاد قوس های جدید ۲- عدم تغییرات قوس های موجود و رسیدن به حداکثر گسترش ممکن. با وجود این که در رودخانه ها تغییر مورفولوژی مجرا بیشتر تحت تاثیر حمل بار رسوبی است (آنتونلی و همکاران ۲۰۰۴، ۶) در رودخانه کلکان چای به علت احداث سد عملا انتقال بار رسوبی بسیار محدود گشته است بر همین اساس دو عامل ذکر شده در رودخانه هایی دیده می شود که نقش عوامل هیدرولوژیکی در شکل دهی مورفولوژی رودخانه ضعیف بوده و رودخانه تحت تاثیر فاکتورهای همچون تکتونیک فعال ناشی از گسل ها و گسلش های مختلف و یا محصور بودن رودخانه در دره ی عمیق به علت لیتولوژی بسیار مقاوم باشد. در حالت عادی معمولا عوامل ذکر شده علت اصلی می باشد ولی در رودخانه کلکان چای علت اصلی ضعیف بودن فرایندهای هیدرولوژیکی به عدم تدارک دبی و دبی رسوب به علت ایجاد سد در بالادست رودخانه می باشد و محدوده مورد مطالعه نیز چون دقیقا در پایین دست سد قرار گرفته و با توجه به خاصیت دبی کنترلی سدها عملا هیچگونه دبی موثر برای تغییر در پارامترهای مورفولوژیکی رودخانه ایجاد نمی شود بنابراین فاکتورهای مورفولوژیکی می تواند در طول سالیان متمادی دارای تغییرات بسیار کم و یا بدون تغییرات باشد. از طرف دیگر در رودخانه هایی که سد در بالادست رودخانه احداث می گردد بعد از طی شدن مسافتی از رودخانه با الحاق شاخه های مختلف رودخانه تحت تاثیر دبی های سیلابی می تواند تغییرات مورفولوژیکی در طول مجرا ایجاد بکند. ولی در رودخانه کلکان چای چون شاخه موثری به رودخانه الحاق نمی شود رودخانه حتی بعد از طی مسافت بسیار زیاد از محل سد همچنان قدرت تغییرات مورفولوژیکی پیدا نمی کند و پارامترها حتی در محل تلاقی با رودخانه قریب دارای تغییرات بسیار جزیی می باشد. با توجه به عدم تغییرات مورفولوژیکی در بستر مسیر رودخانه در طی سالیان متمادی بستر رودخانه توسط کشاورزان اشغال شده و تبدیل به مزارع کشاورزی و باغات شده است (شکل ۷). تنها تغییرات اتفاق افتاده در پارامترهای مورفولوژیکی مربوط به عوامل انسان ساخت می باشد که گسترش بهره برداری از منابع شن و ماسه در بستر رودخانه باعث ایجاد نابهنجاری های متعدد در پارامترهای هیدرولوژیکی و مورفولوژیکی رودخانه شده است. در چنین حالتی رودخانه فقط مسیر قدیمی خود را طی کرده و مئاندرهای موجود از نوع دشتی می باشند که از لحاظ نظری و تئوریک رشد و گسترش چنین مئاندرهایی بسیار زیاد می باشد. ولی به دلیل عدم تدارک دبی و دبی رسوبی ناشی از شرایط کنترلی سد کلکان تغییرات در پارامترهای مورفولوژیکی ایجاد نمی شود. بر همین اساس به دلیل متنوع نبودن شرایط دبی رسوب در بخش های مختلف مسیر رودخانه و حاکمیت شرایط مشابه نوسانات ضریب خمیدگی قوس های مورد مطالعه در یک بازه عددی یکسان و شبیه به هم می باشند. در چنین حالتی اعداد بزرگ ضریب خمیدگی به دلیل وجود قوس های بزرگ ناشی از شرایط قبلی جریان قبل از احداث سد و وجود پیچان های تثبیت شده قبلی و یا تمایل جریان به سمت یک طرف از ساحلی و ایجاد شرایط فرسایشی جدید و تشکیل آستانه های هیدروژیکی جهت تغییر در پارامترهای مورفولوژیکی می باشد. شکل ۴ می تواند دلیلی بر تایید این امر باشد. بنابراین با توجه به عوامل ذکر شده باید به این امر توجه کرد که تاثیر عواملی همچون تغییرات اقلیمی و تکتونیک تدریجی بوده و در کوتاه مدت بسیار کم است در حالی که تاثیر عوامل انسانی همچون سد سازی، اشغال بستر و حریم رودخانه و تنگ کردن مجرا که باعث تغییر در رژیم آب دهی، دبی رسوبی، شیب و ابعاد رودخانه را فراهم می کند در کوتاه مدت زمینه ساز الگوی رودخانه می باشد (گرگوری ۲۰۰۶، ۷) که این عامل در محدوده ذکر شده قابل مشاهده می باشد (اشکال، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱) بنابراین

<sup>۶</sup> Antonelli et al

<sup>۷</sup> Gregory



با توجه موارد ذکر شده نمی توان نتیجه گیری کرد که این موارد همیشه ثابت و بدون تغییر باقی خواهد ماند برای نتیجه گیری چنین امری باید سایر موارد موثر در پارامترهای مورفولوژیکی مجرا از جمله عوامل هیدرومورفولوژیکی مخصوصا قدرت رودخانه در دبی های مختلف سیلابی بررسی گردد. موارد ذکر شده فقط در طول جریان آرام و یکنواخت مجرا صادق می باشد ولی در ژئومورفولوژی، رودخانه ها دارای نوسانات بسیار زیادی می باشند حتی در رودخانه هایی که در بالادستان سد احداث شده است. بنابراین با توجه به موارد ذکر شده هر چند که عامل اصلی تغییر مولفه های هیدرومورفولوژیک رودخانه ها تحت تاثیر دبی جریان و دبی رسوبی می باشد ولی عوامل دیگری همچون فعالیت های انسانی و عوامل خارج از سیستم رودخانه ای تکنونیک، شرایط زمین شناسی منطقه و تغییرات اقلیمی نیز تاثیر زیادی بر تغییر مولفه های هیدرومورفولوژیکی مجرا دارند (ماکاساکی و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۹۶).

جدول ۴- مشخصه های مقادیر ضریب خمیدگی رودخانه قرنقو چای در محدوده مورد مطالعه

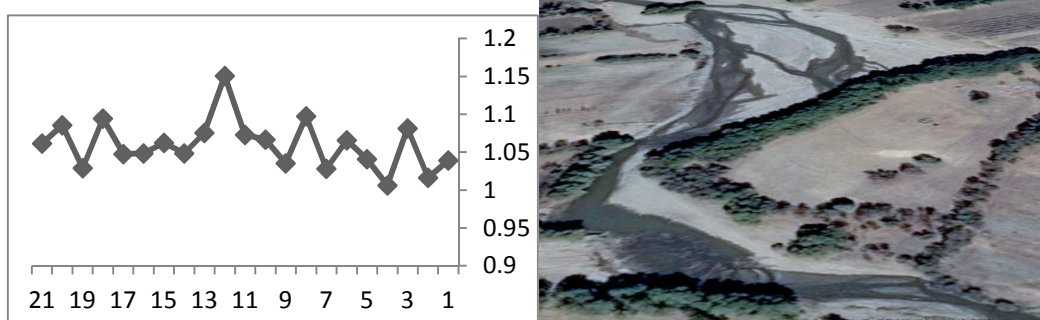
الگوی بازه	انحراف معیار	حداکثر	حداقل	میانگین	>۲	۲-۱/۵	-۱/۰۵	۱/۰۵<	ضریب خمیدگی
					بیش از حد مئاندری	مئاندری	سینوزیته	مستقیم	الگوی جریان
سینوزیته	۰/۱۶	۱/۵۴	۱/۰۷	۱/۳۱	۰	۸/۹	۹۰/۱	۰	رودخانه کلکان چای

بررسی پارامتر زاویه مرکزی نیز براساس جدول ۵ نشان می دهد که بیش از ۵۴ درصد پیچان های مورد مطالعه شبه پیچان رود می باشند، پیچان رود توسعه نیافته نیز ۴۵ درصد پیچان های مورد مطالعه را شامل می شود. به دلیل عدم وجود قدرت و توان لازم برای برش هیدرولیکی رودخانه پیچان رودها گسترش پیدا نمی کنند و تغییرات مقادیر زاویه مرکزی بسیار کم و در طول یک دامنه مشابهی می باشد و اعداد بزرگتر دقیقا مثل شرایط ضریب خمیدگی به شرایط تغییر در آستانه های مورفولوژیکی جریان ارتباط پیدا می کنند. در چنین حالتی پیچان رودها در رو حالت می تواند رشد پیدا بکنند: ۱- تمایل جریان به یک طرف از ساحل رودخانه و ۲- وجود تشکیلات زمین شناسی شدیداً فرسایش پذیر. با توجه به نقشه زمین شناسی (شکل ۲) محدوده بستر رودخانه عمدتا از تشکیلات کواترنری فرسایش پذیر را شامل می شوند بر همین اساس در صورت فراهم شدن شرایط دبی پایه و دبی سیلابی رودخانه می تواند تغییرات گسترده ای در پارامترهای مورفولوژیکی خود ایجاد بکند ولی چون چنین شرایطی در طول مسیر رودخانه اتفاق نمی افتد تغییر در پارامترها بسیار کم بود و این تغییرات عمدتا به صورت محلی در بخش های خاصی از مسیر رودخانه اتفاق می افتد که بدلیل پارامترهای محلی بوده بر همین اساس در شکل (۵) وجود پیچان رودهای متمایز از سایر پیچان رود به دلیل انحراف جریان به سمت یک قسمت و فرسایش تشکیلات شدیداً فرسایش پذیر می باشد.

جدول ۵: مشخصه های مقادیر زاویه مرکزی رودخانه قرنقو چای در محدوده مورد مطالعه

شکل رودخانه	شبه پیچان رود	پیچان رود توسعه نیافته	پیچان رود توسعه یافته	پیچان رود خیلی توسعه یافته	نعل اسبی	میانگین	حداقل	حداکثر	انحراف معیار	شکل رودخانه
زاویه مرکزی به درجه	۴۱-۰	۸۵-۴۱	-۸۵ ۱۵۸	-۱۵۸ ۲۹۶	۲۹۶ بالا					





شکل ۶- روند تغییرات سینوسی مسیرهای مورد بررسی

شکل ۷- تجاوز به بستر رودخانه و پیش‌اجباری مسیر رودخانه

### تحلیل قدرت رودخانه

تعیین قدرت فرسایشی برای هر کدام از مقاطع از این نظر حائز اهمیت است که علاوه بر این که می‌توان بخشی از شرایط هیدرودینامیک جریان را در هر مقطع شناسایی کرده همچنین می‌توان توان جریان را ارزیابی کرده و در مورد اشکالی که در هر مقطع وجود دارد می‌توان قضاوت کرد که تحت تاثیر هیدرودینامیک جریان ایجاد می‌گردند یا عوامل دیگری در ایجادشان دخیل هستند. در ژئومورفولوژی رودخانه ای هیدرودینامیک کل رودخانه نمی‌تواند ویژگیهای هیدرودینامیک جریان را در مقاطع مختلف یک رودخانه را تعیین بکند بلکه هر مقطع شرایط خاص خودش را دارد. مقادیر پارامترهای عرض بستر و شیب رودخانه در ۲۲ بازه مقطع جهت محاسبه میزان قدرت کل رودخانه و قدرت مخصوص رودخانه در هر مقطع در شرایط فعلی (با محاسبه میانگین سالیانه) و در شرایط دبی لبریز و دبی دوره های بازگشتی مختلف در جدول ۷ آورده شده است بیشترین میزان قدرت کل رودخانه در مقاطع ۲۰، ۲۱ و ۲۲ می‌باشد و کمترین میزان قدرت رودخانه در مقاطع ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ می‌باشد با توجه به این که هر چه قدر میزان قدرت رودخانه بیشتر باشد در شرایط برابر سایر پارامترهای مورفولوژیکی، پتانسیل تغییرات مورفولوژیک نیز بیشتر خواهد بود بنابراین بازه‌های ۲۰، ۲۱ و ۲۲ در صورت فراهم بودن سایر شرایط بیشترین میزان تغییرات در حالت نظری باید داشته باشند ولی با توجه به این که عرض بستر پارامتر بسیار مهمی در نحوه توزیع قدرت رودخانه می‌باشد بنابراین جهت بررسی میزان قدرت رودخانه و تاثیر آن بر عملکرد مورفولوژیکی لازم است که قدرت مخصوص رودخانه در هر مقطع محاسبه گردد براین اساس در جدول ۷ کمترین قدرت مخصوص رودخانه در به ترتیب در بازه های ۱۹، ۲۱ و بازه ۱۶ برآورده گشته که به دلیل عرض بالای بستر و شیب کم مجرا می‌باشد و بیشترین قدرت مخصوص رودخانه در ۲۲ مقطع بررسی شده در مقطع ۹ دیده می‌شود. در این مقطع مهمترین عامل افزایش قدرت رودخانه عرض کم رودخانه می‌باشد. با توجه به این که قدرت مخصوص رودخانه در بیش از ۳۰۰ وات بر مترمربع نشان دهنده قدرت فرسایشی رودخانه است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۲: ۶۴) بنابراین در شرایط میانگین سالیانه جریان، رودخانه در هیچ کدام از مقاطع کار فرسایشی عمده ای انجام نمی‌دهد مگر در جاهایی که جریان مستقیماً به سواحل رودخانه برخورد کرده و عمل آبستگي و یا برش و یا زیربری سواحل را انجام می‌دهد و یا در جاهایی که جریان مستقیماً به راس پیچان‌ها برخورد می‌کند. در طول پیمایش میدانی مسیر رودخانه مشخص شد که بخش عظیمی از بستر رودخانه بخصوص بستر سیلابی رودخانه توسط کشاورزان اشغال شده و تبدیل به مزارع و باغات کشاورزی شده است (اشکال ۷ و ۸) که دقیقاً به این دلیل هست که قدرت رودخانه در شرایط عادی جریان به هیچ وجه فرسایشی نیست و به علت احداث سد در بالادست رودخانه کشاورزان احساس کرداند جریان رودخانه هیچ وقت حالت سیلابی نخواهد داشت در طول مصاحبه با کشاورزان نیز این امر نیز بیان شد. ولی برای بیان چنین موردی نیاز هست که قدرت مخصوص رودخانه در طول دوره های بازگشتی مختلف محاسبه گشته سپس قضاوت گردد. باید توجه داشت که در ژئومورفولوژی، رودخانه‌ها دارای نوسانات بسیار زیادی هستند، بنابراین اشغال مجرای رودخانه باید به احتیاط و با توجه هیدرو دینامیک بستر و شرایط ژئومورفولوژی منطقه صورت بگیرد. در مورد رودخانه‌های مناطق کوهستانی این امر بیش از سایر رودخانه

ها اهمیت پیدا می کند. با توجه به این که جریان پایه ( $q = 2/33$ ) بیشترین نقش را در شکل دهی الگوهای مختلف رودخانه ای و تغییر پذیری مقاطع رودخانه دارد براساس جریان پایه همه مقاطع رودخانه در حالت قدرت فرسایشی می باشند که می توانند فرایندهای فرسایشی ایجاد کرده و قدرت لازم برای تغییرات مورفولوژیک را دارا می باشند. بازه ۹ بیشترین پتانسیل برای تغییرات مورفولوژیک و بازه ۱۹ کمترین پتانسیل برای تغییر شکل مقطع و تغییر سواحل را خواهد داشت. براساس قدرت مخصوص رودخانه هر چه قدر قدرت رودخانه از آستانه فرسایشی بالاتر برود میزان تغییرات قابل تصور برای مقطع نیز افزایش پیدا خواهد کرد. بنابراین با مبنا قرار دادن توان ۳۰۰ وات متر مربع به عنوان قدرت فرسایشی برای مقاطع مختلف آستانه تغییر را می توان برآورد کرد. ولی در محدوده مورد مطالعه عملکردهای قدرت مخصوص رودخانه و به تبع آن فرسایش رودخانه بسیار متغیر و تحت تاثیر پارامترهای مکانی هر بستر می باشد بر مبنای قدرت مخصوص رودخانه تصور بر این است که مقطعی که بیشترین میزان قدرت مخصوص را دارند بیشترین میزان تغییرات را نیز داشته باشند. براساس نتایج تحلیل قدرت رودخانه و نتایج سایر روشهای بررسی شده و همچنین بررسی نقشه لیتولوژی (شکل ۴) محدوده مورد مطالعه نشان می دهد که شکل بندی مقاطع تحت تاثیر مقاومت لیتولوژیکی بستر و کناره های رودخانه می باشد بدین صورت که در جاهایی که تشکیلات بستر و کناره های رودخانه فرسایش پذیر بوده بیشترین میزان تغییرات و فرسایش اتفاق افتاده است (اشکال ۱۰ و ۱۱). بنابراین لازم هست که اشغال بستر رودخانه مور توجه قرار بگیرد. چون در حالت جریان پایه قطعا رودخانه به باغات که در مسیرش هست (شکل ۱۲) تجاوز خواهد کرد و باعث ایجاد خسارات های مادی و جانی خواهد شد. از طرف دیگر با توجه به وجود درخت ها و موانع در مسیر رودخانه آثار تخریبی شدت خواهد گرفت. ممکن است چنین بیان شود که وجود سد در بالادست مسیر رودخانه عملا قدرت تخریبی رودخانه را از بین می برد، ولی باید توجه داشت سطح حوضه بعد از کلکان چای ۶۱۰ کیلومتر مربع می باشد که فضای بسیار بزرگی هست و بدون در نظر گرفتن سد چنین سطحی می تواند سیلاب بسیار بزرگی را ایجاد بکند و با در نظر گرفتن موقعیت کوهستانی و شیب بالای حوضه این امر بیشتر مهم می نماید. باید توجه داشت که تغییر مولفه های هیدروژئومورفولوژیک رودخانه به هر نحو ممکن با پاسخ رودخانه همراه خواهد بود و این پاسخ می تواند گاه گاه جبران ناپذیر باشد تجربیات جهانی و تجربیات داخل ایران مبنی بر عدم توجه به هیدرودینامیک رودخانه های نواحی مختلف فجایع بسیار سنگینی را به جا گذاشته است. تجربه سیلاب عجب شیر آذر شهر نمونه ای از این موارد بی شمار می باشد.

بازه های ۱۶، ۱۹ و ۲۱ نواحی از رودخانه هستند که معادن برداشت شن و ماسه از بستر رودخانه مستقر هستند با توجه به جدول ۷ عرض بستر در این مقاطع نسبت به سایر مقاطع کاملا غیر منطقی بوده و بستر بسیار عریض می شود که باعث کاهش قدرت رودخانه می گردد. همچنین تغییرات بسیار زیاد عامل شیب و گاه غیر منطقی این عامل در این رودخانه بدین دلیل هست که رودخانه تحت بهره برداری بسیار زیاد از منابع شن و ماسه داخل و کناره های بستر رودخانه می باشد، همانطوری که نتایج سایر محققین نشان می دهد (حافظ، ۲۰۰۰: ۲) برداشت منابع شن و ماسه از بستر رودخانه یکی از عوامل اصلی تغییر اشکال مورفولوژیکی بستر رودخانه می باشد.



شکل ۸: اشغال حریم و بستری رودخانه از هر دو طرف و تنگ شدگی مجرا و افزایش قدرت فرسایشی روخانه بدلیل کانالیزه شدن.

شکل ۹: بستری آزاد مجرا و ایجاد الگوی گیسوی در همان محل

جدول ۷- نتایج تحلیل قدرت کل رودخانه و قدرت مخصوص رودخانه در شرایط عادی جریان و در حالت دبی پایه جریان

شماره مقطع	عرض	شیب	قدرت کل رودخانه	قدرت مخصوص رودخانه	۲	قدرت مخصوص رودخانه در دبی پایه	۵	۱۰			
۱	۲۰/۸۸	۰/۰۴۴	۱۶۳۵/۹۱	۷۸۳۴	۱۱۸۲/۴۶	۱۳۲۵/۱	۱۸۴۱/۹۱	۲۲۵۳/۲۹			
۲	۱۹/۵۹	۰/۰۴۶			۱۲۵۸/۰۲	۱۴۱۲/۳۵	۱۹۶۳/۲	۲۴۰۱/۶۷			
۳	۲۴/۳۹				۱۰۱۰/۴۴	۱۱۳۴/۴	۱۵۷۶/۸۳	۱۹۲۹/۰۱			
۴	۲۶/۳۱				۹۳۶/۷	۱۰۵۱/۶۱	۱۴۶۱/۷۶	۱۷۸۸/۲۴			
۵	۳۱/۱۴				۷۹۱/۴۷	۸۸۷/۵	۱۲۳۵/۰۳	۱۵۱۰/۸۷			
۶	۵۱/۹۱		۰/۰۴۳	۱۷۱۰/۲۷	۳۲/۹۴	۴۹۶/۳۷	۵۵۷/۲۲	۷۷۴/۵۵	۹۴۷/۵۵		
۷	۱۹/۰۲	۱۳۵۴/۷۲				۱۵۲۰/۸۰	۲۱۱۳/۹۴	۲۵۸۶/۰۸			
۸	۲۱/۸۲	۱۱۸۰/۸۸				۱۳۲۵/۶۵	۱۸۴۲/۶۷	۲۲۵۴/۲۳			
۹	۱۶/۵	۱۰۳/۶۳				۱۷۵۳/۰۷	۲۴۳۶/۸	۲۹۸۱/۰۵			
۱۰	۱۹/۷۱	۱۳۰۷/۳				۱۴۶۷/۵۶	۲۰۳۹/۹۴	۲۴۹۵/۵۵			
۱۱	۱۸/۱۳	۰/۰۴	۱۱۱۵/۳۹	۶۱/۵۲	۹۲۶/۸۹	۱۰۴۰/۵۲	۱۴۴۶/۳۳	۱۷۶۹/۳۷			
۱۲	۱۸/۷				۸۹۸/۶۳	۱۰۰۸/۸	۱۴۰۲/۲۵	۱۷۱۵/۴۳			
۱۳	۲۷/۸۷				۶۰۲/۹۶	۶۷۶/۸۷	۹۴۰/۸۷	۱۱۵۱/۰۱			
۱۴	۱۶/۶۹				۱۰۰۶/۸۶	۱۱۳۰/۲۹	۱۵۷۱/۱۲	۱۹۲۲/۰۳			
۱۵	۳۳/۰۹				۵۰۷/۸۴	۵۷۰/۱	۷۹۲/۴۴	۹۶۹/۴۳			
۱۶	۶۹/۶۷	۰/۰۴۳	۱۴۸۷/۱۹	۲۱/۳۴	۳۲۱/۶	۳۶۱/۰۲	۵۰۱/۸۳	۶۱۳/۹۱			
۱۷	۳۹/۰۱				۵۷۴/۳۶	۶۴۴/۷۷	۸۹۶/۲۵	۱۰۹۶/۴۲			
۱۸	۳۰/۴۳				۷۳۶/۳۱	۸۲۶/۵۸	۱۱۴۸/۹۵	۱۴۰۵/۵۷			
۱۹	۸۲/۸۷				۲۷۰/۳۷	۳۰۳/۵۲	۴۲۱/۸۹	۵۱۶/۱۲			
۲۰	۳۰/۴۳				۲۳۴۲/۳۳	۷۶/۹۷	۱۱۵۹/۶۹	۱۳۲۲/۵۲	۱۸۰۹/۶۱	۲۲۱۳/۷۷	
۲۱	۱۰/۸	۳۲۶/۷۵	۳۷۲/۶۳	۵۰۹/۸۷							۶۲۳/۷۵
۲۲	۳۲/۴۶	۷۲/۱۶	۱۰۸۷/۱۶	۱۲۲۰/۴۴							۲۰۷۵/۳۳



شکل ۱۰: زیر بری رودخانه و ریزش دامنه در طبقات حساس به فرسایش، شکل ۱۱- کناره رسی-سیلنتی به شدت فرسایش پذیر و تخریب گسترده باغات



شکل ۱۲: بستر بسیار بزرگ رودخانه ناشی از فرسایش کناری در تشکیلات آبرفتی و کواترنری و تخریب باغات در امتداد رودخانه

### نتیجه گیری

نتایج روشهای مختلف به صورت خلاصه شامل موارد زیر می باشد.

- ✓ براساس شاخص ضریب خمیدگی الگوی محدوده مورد مطالعه سینوسی می باشد و بیش از ۹۰ درصد محدوده دارای خمیدگی ۰/۵ تا ۱/۵ می باشد انحراف معیار ضریب خمیدگی بسیار کم می باشد، که نشان دهنده وجود قوس های مشابه هم در طول مسیر می باشند که نشان دهنده وجود فرایندهای مورفولوژیکی یکنواختی در طول مسیر می باشد. و براساس شاخص زاویه مرکزی الگوی پیچان رودها شبه پیچان رود و پیچان رود توسعه نیافته می باشد. تغییرات مقادیر زاویه مرکزی بسیار کم و در طول یک دامنه مشابهی می باشد و اعداد بزرگتر به شرایط تغییر در آستانه های مورفولوژیکی جریان ارتباط پیدا می کنند. در چنین حالتی پیچان رودها در رو حالت می تواند رشد پیدا بکنند: ۱- تمایل جریان به یک طرف از ساحل رودخانه و ۲- وجود تشکیلات زمین شناسی شدیداً فرسایش پذیر.
- ✓ تحلیل سینوسی مسیر مورد مطالعه نشان داد که میزان سینوسی ۲۰ مسیر مورد بررسی هیچ مسیری مئاندری نمی باشد و ۷ مسیر به شکل مستقیم می باشند و بقیه مسیر الگوی سینوسی دارد. این نشان دهنده وجود یک عامل عمده و مشخص در کنترل فرایندهای هیدرولوژیکی و مورفولوژیکی مسیر رودخانه در محدوده مورد مطالعه می باشد تغییرات در میزان سینوزیته مسیرهای مورد بررسی به صورت محلی بوده و با توجه ویژگی های مورفودینامیک رودخانه صورت می گیرد و تغییرات سینوزیته در کلکان چای متأثر از دو عامل انحراف جریان رودخانه به یک سمت ساحل و تغییرات در میزان مقاومت لیتولوژی می باشد.
- ✓ بر مبنای تحلیل قدرت رودخانه و قدرت مخصوص رودخانه نتایج نشان داد که جریان رودخانه بر حسب دبی (در دوره های بازگشتی مختلف) دارای توان های متفاوتی برای فرسایش و رسوب گذاری هستند. بنابراین دبی های سیلابی بزرگ عامل اصلی شکل گیری مجرا و الگوهای جریان سیلابی هستند، اما چون بسامد رخداد سیلاب های بزرگ پایین است و اثر آنها به وسیله سیلاب های کوچکتر محو می شود. دبی که بیشترین اثر را روی فرسایش و رسوب گذاری و تغییر سطح مقطع مجرا را دارد و دوره بازگشت آن به اندازه ای کافی کوتاه است تا اثرات آن به وسیله جریان های ضعیف تر اما با فراوانی وقوع زیادتیر، پوشیده نشود دبی پایه یا لبریز می باشد بر مبنای دبی پایه همه مقاطع رودخانه در حالت قدرت فرسایشی می باشند که می توانند فرایندهای فرسایشی ایجاد کرده و قدرت لازم برای تغییرات مورفولوژیک را دارا می باشند. بازه ۹ بیشترین پتانسیل برای تغییرات

مورفولوژیک و بازه ۱۹ کمترین پتانسیل برای تغییر شکل مقطع و تغییر سواحل را خواهد داشت. بر مبنای تحلیل قدرت کل و قدرت مخصوص رودخانه تصور بر این است که مقاطعی که بیشترین میزان قدرت مخصوص را دارند بیشترین میزان تغییرات را نیز داشته باشند بر این اساس شکل بندی مقاطع تحت تاثیر فرایندهای هیدرولوژیکی ناشی از فرایند تدارک دبی و دبی رسوبی و مقاومت لیتولوژیکی بستر و کناره‌های رودخانه و همچنین نقش عوامل انسانی به صورت تصرف و اشغال بستر رودخانه به شکل ایجاد باغات و مزارع و همچنین در مقاطعی نیز عامل اصلی شکل دهی مجرا ناشی از برداشت منابع شن و ماسه از بستر رودخانه می باشد که تمامی فرایندهای مورفولوژیکی مجرا دچار تغییراتی غیر معمول می گردند.

✓ در این تحقیق قدرت سیلابی رودخانه و قدرت مخصوص رودخانه در بازه های مختلف محاسبه گردید نتیجه این تحقیق نشان داد که با کاهش عرض معبر رودخانه، قدرت رودخانه افزایش می یابد، همچنین قدرت سیلابی رودخانه به ویژگیهای مورفولوژیکی رودخانه بستگی دارد.

✓ نتایج این تحقیق می تواند در شناسایی بازه های حداکثر توان رودخانه و بازه های تحت تاثیر فرسایش رودخانه ای سودمند باشد، با توجه به این که محدوده مورد مطالعه این تحقیق در بسیاری از مواقع منطبق با باغات و مزارع و سکونتگاه های روستایی اطراف رودخانه می باشد، بنابراین با شناسایی مناطق خطرناک می توان از مخاطرات رودخانه ای به بهترین شکل ممکن مدیریت کرد.

بنابراین با توجه به موارد ذکر شده و صحت سنجی نتایج توسط روشهای مختلف شکل گیری الگو و دینامیک مجرا شدیداً تحت تاثیر فرایندهای هیدرژئومورفولوژیکی مجرا و حوضه رودخانه بوده و عامل اصلی کنترل فرایندهای مجرا تحت تاثیر فرایند تدارک دبی و دبی رسوبی می باشد، تغییرات محلی نیز ناشی از تغییر محلی فرایندهای کنترل کننده دینامیک مجرا می باشد که در این دخالت های انسانی به صورت تجاوز به حریم رودخانه و برداشت منابع شن و ماسه به صورت محلی باعث آشفتهگی مسیر مجرا در مقاطعی از رودخانه شده است. نتایج این تحقیق با مطالعات محققان مختلف از جمله: وول و همکاران (۲۰۰۴)، مختاری (۱۳۸۸) در نحوه شکل گیری مورفولوژی رودخانه های کوهستانی، و نقش عوامل غیر هیدرولوژیکی (غیر رودخانه ای) در شکل گیری ژئومتری مجرا، با نتایج پیروانی و اردکانی (۲۰۱۴) در شکل گیری الگوهای مختلف مجرا و نهایتاً در تحلیل توان رودخانه و قدرت رودخانه در تغییر پارامترهای هیدرودینامیکی و مورفولوژیکی رودخانه با مطالعات پیشرو مونتوگومری و بافینگتون (۱۹۹۷، ۱۹۹۸)، مونتوگومری و گران (۲۰۰۱)، ویپل (۲۰۰۴) و فلیپس و دیسلگوز (۲۰۱۳)<sup>۱</sup> مطابقت دارد.

### منابع و ماخذ

- احمدی، حسن (۱۳۶۷)، ژئومورفولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۷۱۴ صفحه.
- اسماعیلی، رضا؛ حسین زاده، محمد مهدی؛ اقبالی، رضا (۱۳۹۲) اثرات برداشت شن و ماسه بر ویژگی های ژئومورفیک رودخانه لاریج، استان مازندران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، سال ششم، صص ۷۰-۵۷.
- بریج، جان، اس (۱۳۸۷) رودخانه ها و دشت های سیلابی، ترجمه محمد حسین رضایی مقدم و مهدی ثقفی، انتشارات سمت.
- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۵) بررسی علل تشکیل و توسعه پیچان ها در دره های نواحی کوهستانی، رشد آموزش جغرافیا، شماره ۷۵، صص ۸-۱.
- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۹۱) برآورد خطر وقوع سیلاب ها در مسیر پیچان رودها مورد : رودخانه شور (واقع در دامنه های شرقی کوهستان سهند) فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره ۳۱، صص ۱۴۸-۱۳۷.
- حیدری، اسد؛... مقیمی ابراهیم (۱۳۸۶) ژئومورفولوژی و مدیریت سیستمی رودخانه مطالعه موردی: حوضه قرنقو تا سد سهند، فصلنامه جغرافیا، شماره ۱۴ و ۱۵ صص ۱۳۷-۱۱۹.

<sup>۱</sup> Phillips and Desloges

- روستایی، شهرام؛ خورشید دوست، علی محمد؛ خالقی، سمیه (۱۳۹۲) ارزیابی مورفولوژی مجرای رودخانه لقوان با روش طبقه بندی راسگن، مجله پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۱، شماره ۴، صص ۱-۱۶.
- ریچاردز، کیت (۱۳۸۴) رودخانه ها- اشکال و فرایندهای آبراهه های آبرفتی، ترجمه کریم سلیمانی، میر خالق ضیاء تبار احمدی، انتشارات دانشگاه مازندران.
- فاطمی عقدا، محمود، فرج الله، فیاضی و داریوش، علیپور (۱۳۸۰)، بررسی زمین شناسی مهندسی بخشی از رودخانه کرخه (روستای عبدالخان تا روستای الهایی)، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۱ شماره ۳ و ۴ صص ۱۶۳-۱۷۸.
- مختاری، داود (۱۳۸۸) نقش عوامل غیر رودخانه ای در تغییرات مورفولوژی مسیر آبراهه ها مطالعه موردی: رودخانه باغلار در دانه شمالی میشو داغ (شمال غرب ایران)، فصلنامه فضای جغرافیای اهر، سال نهم، شماره ۱ صص ۱۱۳-۱۳۵.
- مقصودی، مهران؛ زمان زاده، سید محمد؛ یمانی، مجتبی؛ حاجی زاده عبدالحسین (۱۳۹۶)، ارزیابی تغییرات الگوی پیچان رودی رودخانه مارون و تحلیل هیدروژئومورفولوژی منطقه مطالعه موردی: رودخانه مارون (از سرچشمه تا ورودی آن به رودخانه جراحی)، فصل نامه جغرافیایی طبیعی، سال دهم شماره ۳۵: صص ۱-۲۸.
- موسوی حرمی، رضا، اسدالله، محبوبی، رابرت، برنر و محمد، خانه باد (۱۳۸۱)، نقش تکتونیک در رسوب گذاری و مورفولوژی رودخانه کشف رود واقع در شمال شرق ایران، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد بیست و هشتم، شماره ۱، صص ۶۸-۵۳.
- Antonelli, C. Provansal M. Vella C. (2004). *Recent Morphological Channel Changes in a Deltaic Environment, the Case of the Rhone River France Geomorphology* Vol. 57 pp. 385-402.
- Biedenharn D.S., Elliot, C.M. and Watson, C.C., (1997). *The WES stream investigation and stream bank stabilization handbook. US. Army Engineering. P 286.*
- Collins, B.D., and Montgomery, D.R., (2011). *The legacy of Pleistocene glaciation and the organization of lowland alluvial process domains in the Puget Sound region, Geomorphology (126) p. 174-185.*
- Eilertsen, R. and Hansen, L., (2008). *Morphology of river bed scours on a delta plain revealed by interferometric sonar, Geomorphology 94, Pp58-68.*
- Gregory, K. J. Benito G. Downs P. W. (2006). *Applying Fluvial Geomorphology to River Channel Management: Background for Progress towards a Paleohydrology Protocol, Journal Geomorphology, Vol. 98, pp. 153-172.*
- Hafez, Y. I., (2000) *Response Theory for Alluvial River Adjustments to Environmental and Man-Made Changes*, *Journal of Environmental Hydrology, paper 14, Volume 8, October 2000*
- Heitmuller, F.T., Hudson, P.F., (2009). *Downstream trends in sediment size and composition of channel bed, bar and bank deposits related to hydrologic controls in the Liano river watershed Central Texaz, Gomorphology 112, 246-260.*
- Kirby, Eric and Whipple, Kelin., (2001). *Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, Geology, (29) no. 5, p. 415-418.*
- Knighton, A.D. Nanson G.C. (1993) *Anastomosis and the continuum of channel pattern Earth surface processes and landforms. I S, pp.613-625.*
- Lepold, L. B., M. G, Wolman. And J. P, Miller., (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology, San Farnisco, W.H. Freeman and CO, p21-22.*
- Makaske, A. D. G., Smith, H. J. A., Berendsen, A. G. de. Boer, M. F. van, Nielen-Kiezebrink and T. Locking., (2009). *Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, Geomorphology, 111(3-4), p194-205.*
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., (1997). *Channel-reach morphology in mountain drainage basins, Geological Society of America Bulletin, 109: 596-611.*
- Montgomery, David R. and Buffington, John M., (1998). *Channel-reach morphology in mountain drainage basins, Geological Society of America Bulletin, v. 109, no. 5, p. 596-611.*
- Montgomery D. R. Gran K. B. (2001). *Downstream variations in the width of bedrock channels, Water Resource Research, Vol. 37, NO. 6, 1841-1846.*
- Peyrowan, H.R., Jafari Ardekani, A., (2014). *Gorge genesis of the Ghezel-Ouzan River in Iran, Geochemistry Journal, Vol 1(1), <http://www.jgs-scijour.com/gi>.*
- Phillips, R.T.J., Desloges, J.R., (2013), *Glacially conditioned specific stream powers in low-relief river catchments of the southern Laurentian Great Lakes, Geomorphology <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.030>.*



- Ralph, T.J., Hesse, P.P., (2010). Downstream hydro geomorphic changes along the Macquarie River, Southeastern Australia, Leading to channel breakdown and floodplain wetlands, *Geomorphology* 118, 48-64.
- Sear, D.A., Newson, M.D., (2003). Environmental change in river channel: a neglected element. Towards geomorphologic typologies, standard nd monitoring. *The Science of the Total Environment* 310, 17-23.
- Selander, J.A., (2004). Processes of knick point propagation and bedrock incision in the Oregon Coast Range. University of Oregon B.S. thesis, Eugene, Oregon.
- Stock, Jonathan D. and Montgomery, David R., (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *Journal of Geophysical Research*, v. 104, no. B3, p. 4983-4993.
- Whipple, K.X., (2004). Bedrock Rivers and the geomorphology of active orogens, *Annual Review of Earth and Planetary Science* (32) p. 151-185.
- Whipple, Kelin X. and Tucker, Gregory E., (1999). Dynamics of the stream-power incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *Journal of Geophysical Research*, v. 104, no. B8, p. 17.661-674.
- Whol, E.E, Kuzma J. N, Brown N. E., (2004). Reach- scale channel geometry of a mountain river, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 969-981.