پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۸ ، زمستان ۱۳۹۰
صص. ۱۵-۱

بررسی علل ناپایداری آبراهه‌ها در سطح دلتای رود کُل (غرب بندرعبّاس)

مجتبی یمانی* ـ دانشیار دانشکده‌ی جغرافیا، دانشگاه تهران
هیوا علمی‌زاده ـ استادیار دانشکده‌ی منابع طبیعی دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۲/۱۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۰/۴/۲۷

چکیده

مورفولوژی و رفتار شبکه‌ی زهکشی رودخانه‌ها به تغییرات حاصل از فعّالیّت‌های زمین‌ساختی، داده‌های رسوب‌شناسی و دینامیک جریان، بسیار حساس بوده و الگوی آنها تا حدّ زیادی از این عوامل تأثیر می‌پذیرد. این پژوهش، تأثیر این فعّالیّت‌ها را بر تغییرات مورفولوژی و بستر رودخانه‌ی کُل، واقع در شمال‌غربی تنگه‌ی هرمز، مورد بررسی قرار داده است. مهم‌ترین شواهد آن، تغییر مسیرهای متعدّد این رودخانه در دوره‌های زمانی مختلف است. همچنین مکان این تغییر مسیرها نیز، محدوده‌ی مشخّصی را در سطح دلتا نشان می‌دهد و به‌نظر می‌رسد بیشتر تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی و دینامیک جریان باشد. هدف از این پژوهش، بررسی شواهد موجود و ارزیابی تأثیر این عوامل در تغییرات بستر رود کُل در محدوده‌ی دلتا است. برای دست‌یابی به این هدف و برای شناخت شیوه‌ی عملکرد و میزان اثرگذاری عوامل گفته‌شده در مورفولوژی و رفتار رودخانه‌ی مورد مطالعه، آثار زمین‌ساختی، ویژگی‌های رسوب و دینامیک جریان مسیر آبراهه‌ی رود کُل، به‌عنوان داده‌ها و نیز، پاره‌ای از شاخص‌های مورفومتریک به‌عنوان ابزارهای مفهومی برای شناخت شیوه‌ی عملکرد آنها و زمین‌ساخت منطقه، مورد استفاده قرار گرفته است. سپس نتایج به‌دست‌آمده با انجام کارهای میدانی گسترده، کنترل شده‌اند. علاوه‌براین، از عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، به‌عنوان ابزارهای مقایسه‌ی زمانی و مکانی پژوهش استفاده شده است. نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل داده‌ها با شاخص‌های مذکور و نیز، داده‌های ژئودینامیک نشان می‌دهد که منطقه‌ی مورد مطالعه تا اندازه‌ی زیادی از فعّالیّت‌های زمین‌ساختی کواترنری متأثّر شده است با این تفاوت که میزان تأثیرگذاری فعّالیّت در همه جای آن یکسان نیست، بلکه قسمت‌های بالادست بیشتر از بخش‌های پایین‌دست دلتا از این فعّالیّت‌ها تأثیر می‌پذیرند.

کلیدواژه‌ها: نوزمین‌ساخت، دینامیک رود، شاخص‌های ژئومورفیک، دلتا، رود کُل.

---

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۳۱۹۷۶۸۲
E-mail: myamani@ut.ac.ir

مقدمه

تغییر مسیر یا انحراف شبکه‌ی زهکشی در سطح دلتا، از مشخّص‌ترین ویژگی‌های آن است. در این میان، واکنش شبکه‌های زهکشی به پاره‌ای از عوامل، به‌ویژه فعّالیّت‌های زمین‌ساختی و رسوب‌گذاری، یکی از مباحث مهم و کاربردی در زمینه‌ی مطالعات ژئومورفودینامیک است. فعّالیّت‌های نوزمین‌ساخت در یک منطقه، سبب بالاآمدگی، فرونشینی یا جابه‌جایی افقی در طول گسل‌ها می‌شود. این فعّالیّت‌ها، آثار آشکاری بر سامانه‌های رودخانه‌ای دارد، به‌گونه‌ای‌که شیب نیم‌رخ طولی و عرضی درّه‌ها را تغییر داده و سبب جابه‌جایی‌های جانبی در مسیر جریان رودخانه می‌شود (Schoorl & Veldkamp, 2003: 46). این تغییرات با تشدید فرسایش و رسوب‌گذاری همراه می‌شوند. به این ترتیب، بین حرکات زمین‌ساخت و تغییرات شبکه‌ی زهکشی، نوعی تعامل وجود دارد و واکنش سامانه‌های رودخانه‌ای، به شدّت و نوع این فعّالیّت‌ها و مورفومتری رودخانه وابسته است (Guccione and et al, 2001: 316). این موارد در مناطق کم‌شیب، مانند دلتاها از حسّاسیت و درجه‌ی تغییرپذیری بیشتری نسبت به مناطق دیگر برخوردار است. جنس، بافت و حجم رسوب، وسعت و شیب سطح دلتا، دوره‌ی رسوب‌گذاری و کمابیش تمامی ویژگی‌های فیزیکی دلتاها در ارتباط با رسوب‌گذاری و رفتار دینامیکی رودخانه‌ها شکل می‌گیرد و در ارتباطی دوسویه (به‌طور مستقیم و غیرمستقیم)، تکامل و تحولات آنها به یکدیگر مرتبط است. از این‌رو، ویژگی‌های رسوب‌گذاری و بافت رسوب‌ها، نقش تعیین‌کننده‌ای در تغییرات بستر رودهای دلتایی ایفا می‌کنند. تغییرات ناشی از فعّالیّت‌های زمین‌ساختی را با توجّه به شواهد ژئومورفولوژیکی می‌توان پی‌گیری کرد. رودخانه‌ها به‌عنوان یکی از اَشکال دینامیک طبیعت، از این تغییرات بیشتر متأثّر می‌شوند و نسبت به فشارهای وارده و تغییرات صورت‌گرفته، به اَشکال گوناگون واکنش نشان می‌دهند. آثار این واکنش‌ها به‌صورت تغییرات جانبی، برش بستر و افزایش میزان فرسایش و حجم رسوب‌ها جلوه‌گر می‌شوند (Srivastava, Misra, 2008: 189). برای بررسی آثار این تغییرات لازم است با استفاده از شاخص‌ها، نخست، فعّالیّت‌های زمین‌ساختی در مسیر رودخانه‌ها ثابت شده و سپس میزان ناهنجاری‌ها و علل آنها مشخّص شود. تجزیه و تحلیل مورفوتکتونیکی با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، همچون یک ابزار شناسایی مفید و کارآمد در تشخیص مناطق با دگرشکلی زمین‌ساختی و برای ارزیابی تغییرات نسبی فعّالیّت زمین‌ساختی به‌کار می‌رود. اندازه‌گیری‌های کمّی، امکان مقایسه و ارزیابی لندفرم‌ها را به‌طور آشکار و ملموس، ساده‌کرده و با محاسبه‌ی الگوها و شاخص‌های ژئومورفیک، می‌توان میزان فعّالیّت زمین‌ساخت یک منطقه را مورد ارزیابی قرار داد.

تا کنون، بررسی نقش زمین‌ساخت در تغییرات مسیر رودخانه‌ها در دلتاها، کمتر مورد بررسی قرار گرفته و پژوهش‌های انجام‌شده در این رابطه، بیشتر حوضه‌های کوهستانی را تحت پوشش قرار می‌دهد. در این میان، یمانی (۱۳۷۷)، تأثیر زمین‌ساخت را از راه مقایسه‌ی تعداد تغییر مسیرهای رودخانه‌ها در سطح دلتاهای جلگه‌ی ساحلی شرق تنگه‌ی هرمز و دلتاهای ساحل شمالی دریای عمان مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفته است که فراوانی تغییر مسیرها با اهمّیّت گسل‌های منطقه‌ی مورد بررسی، برازش نشان می‌دهد. همچنین پژوهشگران دیگری مانند مددی و همکاران (۱۳۸۳)، گورابی و نوحه‌گر (۱۳۸۶)، حقّی‌پور (۱۳۸۶)، وحدتی و همکاران (۱۳۸۶)، مفاخریان (۱۳۸۶) و مقصودی و کامرانی (۱۳۸۷) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک به بررسی اثر فعّالیّت‌های زمین‌ساختی بر تغییرات و جابه‌جایی‌ها پرداختند و این شاخص‌ها را ابزاری مفید در این زمینه ارزیابی کردند. دهقانی و همکاران (۱۳۸۶) با مطالعه‌ی آزمایشگاهی

تغییرات بستر در کانال‌های آبرفتی و ارائه‌ی روابطی برای تخمین پروفیل عرضی بستر، دریافتند که فرآیندهای رسوب‌گذاری، تابعی از شرایط هیدرولیکی جریان است. یمانی و مقصودی (۱۳۸۱) نیز تأثیرات زمین‌ساخت فعّال را با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیکی در مخروط‌افکنه‌ی رود تنگوئیه، در چاله‌ی سیرجان، مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفتند که زمین‌ساخت، سبب تغییر مسیر این جریان و حوضه‌ی آبریز آن رودخانه شده است. همچنین، ویتافینزی (Vita Finzi, 1979: 46) با مطالعه‌ی زمین‌شناسی جنوب‌شرق ایران، نقش زمین‌ساخت را در تغییر مسیرهای شبکه‌ی زهکشی اثربخش می‌داند. از میان دیگر پژوهشگران، مرگوریان و ساندرس (Merguerian and Sanders, 1977) با بررسی شواهد ژئومورفیک رودخانه‌ی برونکس،[1] انحراف این رودخانه را به بالاآمدگی نوزمین‌ساختی ربط دادند. استرادا و براوارد (Astrade and Bravard, 1999) با بررسی شاخص‌های ژئومورفیک رودخانه‌ی سن در فرانسه، نقش نوزمین‌ساخت را در فرایندهای رسوب‌گذاری و تغییر شیب اثربخش ارزیابی کردند. کرزیسکوویچ و همکاران (Krzyszkowski, et al., 2000) تشکیل پادگانه‌های یخچالی رود نیساکودزکای[2] در لهستان و لاتروبس و آلسورانسی[3] رسوب‌گذاری در قسمت‌های جنوب‌غربی رودخانه‌ی آمازون را ناشی از فعّالیّت‌های نوزمین‌ساخت ارزیابی کردند. روس‌جی و همکاران (Rose J., et.al, 2002) با سن‌سنجی رسوب‌ها، تکامل رودخانه‌ی نورفولک[4] انگلستان را در دوره‌ی پیشین زمین‌شناسی و در ارتباط با فعّالیّت‌های نوزمین‌ساخت بررسی کردند. فورتس و همکاران (Fortes, et.al, 2005) تکامل آبراهه‌های فرعی بالادست رودخانه‌ی پرانا[5] در برزیل را ناشی از زمین‌ساخت فعّال دانستند. پتروسکی و تیمار (Petrovszki and Timár, 2009) با تجزیه و تحلیل شاخص سینوسی (S)، نقش گسلش را در تکامل و شکل‌گیری کانال رودخانه‌ی کوروس،[6] واقع در مرز رومانی و مجارستان مؤثّر دانستند.

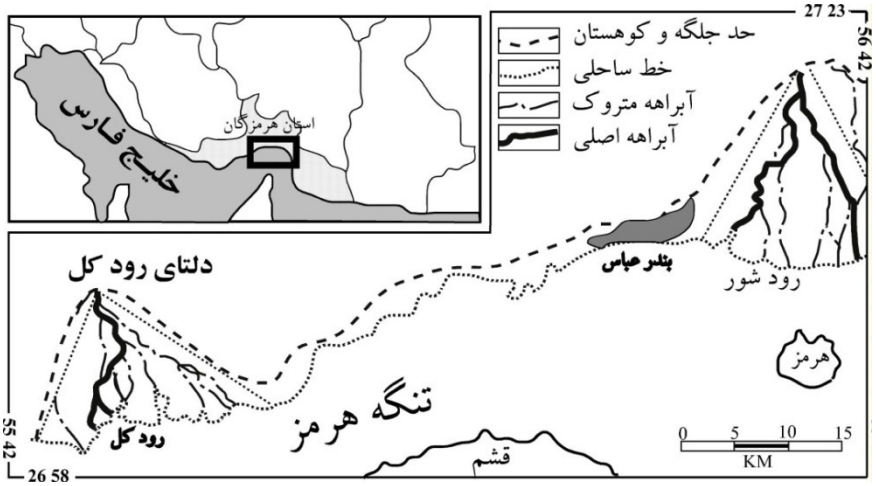
رابطه‌ی الگوی زهکشی با ویژگی‌های رسوب‌شناسی و تأثیرات نوزمین‌ساخت، موضوع اصلی این پژوهش است. در این رابطه، تغییرات مورفولوژی رودخانه و ارتباط آن با عملکرد این عوامل مورد بررسی قرار گرفته است. شیبِ کمِ پهنه‌ی ساحلی در اراضی مجاور پس‌کرانه‌ی دلتای رود کُل، موجب پیشروی چند کیلومتری آب دریا، در هنگام جزرومدهای با دامنه‌ی بالا در این محدوده می‌شود. این مسئله، در ارتباط با تغییرات سطح اساس، می‌تواند سبب تغییرات بستر رودخانه‌ی کُل شود. در این رابطه، سطح دلتا شیب بسیار کمی داشته و در دوره‌های بارش، به‌ویژه در بارش‌های سیلابی، بستر رودخانه بسیار ناپایدار می‌شود. این مسئله، موجب شریانی‌شدن جریان، تقسیم آن و گسترش عرض بستر رودخانه می‌شود. علاوه‌براین، تغییر مسیرهای رودخانه، بیشتر در هنگام دوره‌های سیلابی و هم‌زمان با سرریز شدن رودخانه روی می‌دهد و مخاطرات انسانی، تخریب سازه‌ها و پل‌ها، اراضی‌کشاورزی و سکونتگاه‌های انسانی پیرامون آنها را به‌دنبال دارد. حالت‌های سیلابی بارش‌ها نیز، در دوره‌های بازگشت نسبی کوتاه روی داده و این پدیده‌ها از مهم‌ترین

1. Bronx
2. Nysa Kodzka River
3. Latrubesse and Alceurancy
4. Norfolk
5. Parana
6. Koros

مسائلی است که منطقه را در مخاطره قرار می‌دهد. همچنین به‌نظر می‌رسد راهکارهای مدیریتی، ازجمله تقویت پوشش گیاهی سطح جلگه و پایدارسازی کناره‌ها، می‌تواند نقش مؤثّری در پایداری بیشتر بستر رودخانه‌ای داشته باشد.

محدوده‌ی مورد مطالعه

رودخانه‌ی کُل، از چین‌خوردگی‌های زاگرس در شمال تنگه‌ی هرمز سرچشمه گرفته و پس از ورود به جلگه‌ی ساحلی شمال تنگه‌ی هرمز، دلتایی به‌وسعت ۲۰۵ کیلومترمربّع را تشکیل می‌دهد (شکل شماره‌ی ۱). سرشاخه‌های مهمِّ آن شامل، رودبال داراب، شورلار و رسول هستند که از غرب به آن ریخته و همچنین رودخانه‌های ده‌شیخ و دورودی و گهره که از شمال‌غرب به این رودخانه می‌پیوندد. بارش‌های رگباری پراکنده و گهگاه موسمی و عدم ریزش برف در محدوده‌ی مورد مطالعه، ماهیت سیلابی رودخانه و طغیان آن را هنگام بارندگی به‌دنبال دارد. رودخانه‌ی کُل، در مشرق گنبد نمکی گچین با ایجاد دلتای بزرگ و با آوردن رسوب چشمگیر، پهنه‌ی جزرومدی وسیعی را ایجاد کرده است که به‌سمت غرب، به منطقه‌ی جنگل‌های مانگرو، میان بندر خمیر و جزیره‌ی قشم منتهی می‌شود. شیب بسیار کم بستر رودخانه در این بخش از ساحل و نیز، وجود جزرومد با دامنه‌ی بالا (حدّاکثر سالانه، ۴/۲۰ سانتی‌متر)، مصب و خلیج دهانه‌ای به‌نسبت وسیعی را ایجاد کرده است، به‌گونه‌ای‌که کرانه‌ی جزرومدّی، نزدیک به ۴ تا ۷ کیلومتر پهنا دارد و بیشتر از نهشته‌های ریزدانه‌ی رسی، گِلی و ماسه‌ای ریز، همراه با مقادیر قابل توجّهی گچ و موادّ کربناته تشکیل شده است. جدول شماره‌ی ۱ محاسبه و اندازه‌گیری داده‌های مورفومتری دلتا و رودخانه‌ی کُل را نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیّت جغرافیایی دلتای کُل در استان هرمزگان

جدول۱. داده‌های مورفومتری دلتا و رودخانه‌ی کُل

مساحت	طول دلتا (متر)	عرض دلتا (متر)	شیب دلتا (٪)	شیب آبراهه (٪)	طول آبراهه (متر)
۲۰۵/۹	۱۷۲۲۰	۲۵۳۴۱	۰/۰۹۵	۰/۰۷	۱۶۸۰۳

مواد و روش‌ها

این پژوهش به روش تحلیلی ـ مقایسه‌ای و با به‌کارگیری نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه، روش‌های میدانی و با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی به تجزیه و تحلیل تأثیر نوزمین‌ساخت و ویژگی‌های رسوب و دینامیک جریان در دلتای رود کُل و نقش آنها در تغییر مسیر رود پرداخته است. برای این کار، ابتدا داده‌های نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ به سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی (Arc GIS) انتقال داده شد و با استفاده از آن، لایه‌هایی مانند، شبکه‌ی زهکشی، شیب، مدل رقومی ارتفاع (DEM)[1] و TIN[2] به‌دست آمد. سپس با استفاده از نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه، لایه‌های خطّی گسل‌ها و سازندهای تشکیل‌دهنده‌ی بستر رودخانه‌ی کُل تهیّه و به لایه‌های پیشین اضافه شد. برای بررسی تغییرات بستر رودخانه، از عکس‌های هوایی (مربوط به سال ۱۹۵۷) و تصاویر ماهواره‌ای (مربوط به سال‌های ۱۹۷۷، ۱۹۸۹، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۵) منطقه، در شش دوره‌ی زمانی مختلف استفاده شده و تغییرات زمانی بستر در آنها مورد مقایسه قرار گرفت. در این میان با انجام کارهای میدانی نسبت به تطبیق یافته‌ها از عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و منابع دیگر با واقعیّت‌های زمینی اقدام شد. آن‌گاه شاخص‌های ژئومورفیک مانند، ضریب سینوسیته (S)[3]، انتگرال هیپسومتریک (HI)[4]، عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی[5] و تراکم سطحی آبراهه‌ها (P)[6] به‌عنوان ابزارهای اساسی برای تشخیص تأثیرات نوزمین‌ساختی مورد محاسبه قرار گرفت. همچنین داده‌های دینامیکی جریان، شامل دِبی حدّاکثر روزانه و لحظه‌ای رود کُل با روشِ رگرسیونِ یک دوره‌یِ پایه‌یِ ۳۰ ساله (۱۳۸۷-۱۳۵۷) آماده و برای بررسی آثار دینامیکی رودخانه، تحلیل آماری شده است. این داده‌ها و شاخص‌ها بر روی نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی منطقه انتقال داده شده است تا بدین روش، زمین‌ساخت و فرایندهای فرسایشی و دینامیک جریان با تغییرات مسیر در محدوده‌ی مورد مطالعه مطابقت داده شود. همچنین داده‌های ژئودینامیک مؤلّفه‌های حرکتی افقی و قائم گسل‌های منطقه، محاسبه و در تحلیل‌های لازم در مورد میزان تأثیرگذاری این مؤلّفه‌ها بر شیب کانال و تغییر مسیرهای پی‌درپی به‌کار گرفته شد. درنهایت، نتایج به‌دست‌آمده ترکیب شده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند و تغییرات مسیر در محدوده‌ی مورد مطالعه، از نظر میزان تأثیرگذاری عوامل بیان شده ارزیابی و تحلیل شده و با عوامل دیگر ارتباط داده شده‌اند.

یافته‌های تحقیق

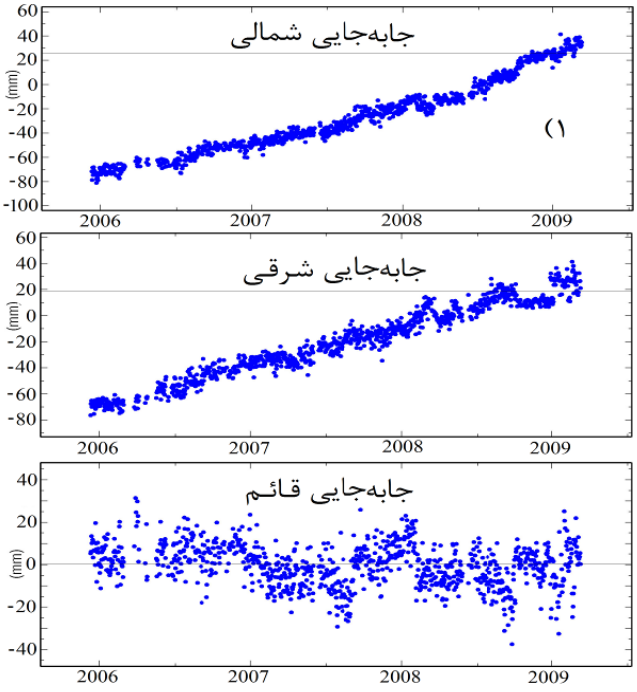
زمین‌ساخت منطقه

محدوده‌ی مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی، در واحد ساختمانی زاگرس جنوبی قرار گرفته است. فعّالیّت‌های زمین‌ساختی و سَبْک ساختمانی و روند عمومی حوضه‌های رسوبی، بیشتر از این راستای ساختمانی تأثیر پذیرفته است. در پیرامون

1. Digital Elevation Model (DEM)
2. Triangulated Irregular Network (TIN)
3. Sinuosity(S)
4. Hypsometric Integral (HI)
5. Drainage Basin Asymmetry (Asymmetric Factor)
6. Drainage Density (P)

منطقه، گسترش سازندهای مربوط به دوران نخست و پیش از آن، اغلب ویژگی‌های دیاپیریسم و دگرگونی داشته و پهنه‌های مشخّص و به‌نسبت وسیعی را دربرمی‌گیرد. نمک‌های اینفراکامبرین، به‌صورت گنبدهای نمکی در هسته‌ی تاقدیس‌ها، ناودیس‌ها، پهلوی چین‌ها و گاه در امتداد گسل‌ها بالا آمده‌اند.[۱] گنبد نمکی گچین در شرق دلتای رود کُل، از دید کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، مشابه گنبدهای نمکی هرمز و لارک است که در آن، نمک روی یک ردیف رسوبی ـ آتشفشانی قرار گرفته[۲] و با قطع‌کردن نهشته‌های میشان و آغاجاری و شیب‌دار کردن این نهشته‌ها، زمان سربرآوردن خود را معیّن می‌کند و این شواهد در حاشیه‌ی شمالی و شرقی آن دیده می‌شود. هسته‌ی تاقدیس‌های منطقه را سازندهای جهرم و آسماری تشکیل می‌دهند و انباشته‌های کنگلومرایی سازند بختیاری، در نواحی کم‌ارتفاع تاقدیس‌ها یا در هسته‌ی ناودیس‌ها رخنمون دارد. از نگاه زمین‌ساختی، ساختارهای ناحیه بیشتر تناوبی از تاقدیس‌ها و ناودیس‌های موازی‌اند که روند عمومی آنها کم‌وبیش شرقی ـ غربی است. با وجود این، در مجاورت با گنبدهای نمکی سری هرمز، تغییراتی در روند چین‌ها دیده می‌شود که حرکت‌های امتدادلغز و شیب‌لغز آن تغییرات چشمگیری در روند چین‌ها ایجاد کرده است.

گسل‌های موجود در منطقه، جزء گسل‌های پنهان بوده که در زیر رسوب‌های ساحلی کواترنری مدفون شده‌اند، ولی به‌دلیل واقع‌شدن در یک پهنه‌ی فعّال زمین‌ساختی از نوع گسل‌های لرزه‌ای راستا لغز با مؤلّفه‌های حرکات قائم هستند. این حرکات در نزدیک‌ترین ایستگاه ژئودینامیک سازمان نقشه‌برداری کشور که در شهر بندرعبّاس ثبت‌شده در شکل شماره‌ی ۲ و جدول شماره‌ی ۲ آمده است.



شکل ۲. نمودار سری‌های زمانی ایستگاه بندرعبّاس از اواخر سال ۲۰۰۵ تا اوایل سال ۲۰۰۹ بر اساس داده‌های ژئودینامیک

منبع: سازمان نقشه‌برداری کشور، اداره‌ی کُلّ نقشه‌برداری زمینی

۱. به‌دلیل بالا آوردن رسوب‌های متعلّق به لایه‌های زیرین سطحی، اغلب شامل مجموعه‌ی متنوعی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی بوده که از میان آنها می‌توان به ریولیت، ایگنمبریت، داسیت، آندزیت، دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل و آهک اشاره کرد.

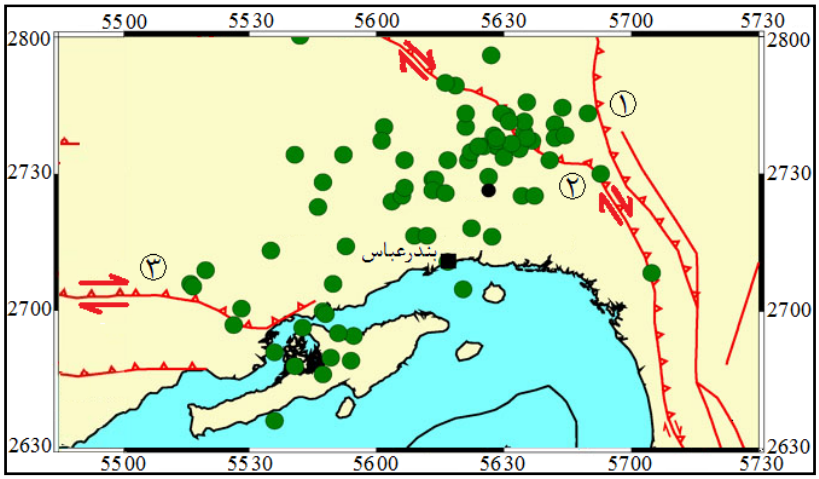
۲. این گنبد نمکی برخلاف تعریف کلاسیک هرمز، بسیار مشخّص و بدون درهم‌ریختگی است و به‌خوبی می‌توان مرزها را بررسی کرد و ردیف را بازشناخت (سبزه‌ای و نبوی، ۱۳۶۶).

جدول ۲. حدّاقل، حدّاکثر و دامنه‌ی تغییرات جابه‌جایی‌های پوسته در جهات مختلف (سانتی‌متر)

جهت جابه‌جایی	حدّاقل	حدّاکثر	دامنه‌ی تغییرات
شمالی	-۸/۲	۴/۳	۱۲/۵
شرقی	-۷/۸	۴/۳	۱۲/۱
قائم	-۳/۹	۳/۲	۷/۱

داده‌های ژئودینامیک سراسری ایران، به‌سبب تأثیر نتایج در تعیین جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی و امکان کاربرد آن در پیش‌بینی زمین‌لرزه در گستره‌ی لرزه‌خیز ایران، از اهمّیّت زیادی برخوردار است (خبرنامه‌ی ژئودینامیک، ۱۳۸۷، ۴). بر این اساس، جابه‌جایی و حرکات زمین‌ساختی منطقه به طرف شمال‌شرقی است. این اطلاعات تأییدکننده‌ی نتایج شاخص‌های ژئومورفیکی، درمورد فعّالیّت گسل‌های منطقه و حرکات زمین‌ساختی فعّال آن است.

منطقه‌ی ساحلی شمال تنگه‌ی هرمز، از لحاظ شمار گسل‌های پی‌سنگی شناخته شده و تعدّد زمین‌لرزه‌ها، بر مناطق دیگر کشور پیشی می‌گیرد. بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و مهمِّ دستگاهی نشان می‌دهد که گستره‌ی مورد بررسی، از دیدگاه لرزه زمین‌ساختی، گستره‌ای بسیار پُرتکاپو و به‌شدّت لرزه‌خیز است، به‌گونه‌ای‌که در سده‌ی پیش، ۱۱ زمین‌لرزه‌ی مخرّب و بزرگتر از ۶ ریشتر در منطقه روی‌داده است.[۱] همچنین بررسی لرزه‌خیزی گستره‌ی ۱۰۰ کیلومتری کانون زمین‌لرزه نشان می‌دهد که حدود ۱۰۴۳ زلزله در سده‌ی گذشته در منطقه رخداده که ۷۹ مورد از آنها، بزرگایی بیش از ۵ ریشتر داشته‌اند (شکل شماره‌ی ۳). این آمار نشان‌دهنده‌ی فعّالیّت‌های نوزمین‌ساخت و لرزه‌خیزی زیاد آن است.[۲]



شکل ۳. توزیع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ ریشتر منطقه در سده‌ی پیش که در آن امتداد روراندگی زاگرس (۱و۲) و گسل جبهه‌ی کوهستان (۳) مشخّص شده است.

۱. جدیدترین زمین‌لرزه، در تاریخ ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ (۱۰ سپتامبر ۲۰۰۸)، در ساحل دلتای رود کُل و شمال جزیره‌ی قشم (mb=۶/۲) روی‌داده است.

۲. بزرگترین این زمین‌لرزه‌ها، زمین‌لرزه‌ی ۱ فروردین ۱۳۵۶ (۲۱ مارس ۱۹۷۷) خورگو، واقع در ۳۰ کیلومتری شرق دلتای رود کُل با بزرگای Mw = ۶/۷ بوده است (مطالعات لرزه زمین‌ساخت، لرزه‌خیزی و تحلیل خطر زمین‌لرزه قشم، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۳۸۶).

رسوب‌گذاری، سیلاب‌های دوره‌ای و تغییرات بستر

سرآغاز دلتای رودخانه‌ی کُل، رسوباتی است که از حوضه‌های کوهستانی شمال جلگه و از ارتفاعات زاگرس با شبکه‌ی زهکشی حمل‌شده و در سطح آن رسوب‌گذاری می‌کند. با استناد به مبانی نظری، رسوب‌های درشت‌تر در بخش علیای جلگه و رسوب‌های ریزدانه‌تر در بخش‌های پایین جلگه و در نزدیکی دریا رسوب کرده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که تنها رسوب‌های رسی، مارنی، سیلتی و ماسه‌ای که ریزترین بافت را بین رسوب‌های آبرفتی دارند، می‌توانند به خطّ ساحلی رسیده و در امتداد آن توزیع شوند. ریزدانه و سست‌بودن رسوب‌های این بخش از دلتا، می‌تواند یکی از دلایل اصلی ناپایداری بستر و تغییر مسیرهای مکرّر رودخانه در طول نیم قرن گذشته باشد (شکل شماره‌ی ۶)، افزایش فرسایش جانبی و کناری آبراهه، به تکامل مئاندرها شتاب می‌دهد.

بارش‌های رگباری و عدم ریزش برف در سطح وسیعی از محدوده‌ی مورد مطالعه، ماهیت سیلابی رودخانه و طغیان آن را هنگام بارندگی به‌دنبال دارد. از سوی دیگر، به‌دلیل ویژگی‌های هیدرولوژیکی و موقعیّت پایابی رودخانه‌ی کُل که به تنگه‌ی هرمز می‌ریزد و وجود دلتای به‌نسبت گسترده و دشت سیلابی در دهانه‌ی رودخانه، مناطق وسیعی از محدوده‌ی مورد مطالعه، خطر سیل‌خیزی بالایی دارد. در این رابطه، آمار رسوب و دِبی حدّاکثر روزانه و لحظه‌ای رود کُل (جدول شماره‌ی ۳) با رگرسیون یک دوره‌ی پایه‌ی ۳۰ ساله (۱۳۸۷-۱۳۵۷) تهیّه شده است. به‌طورکلّی، حجم داده‌های اندازه‌گیری شده‌ی حدّاکثر روزانه، بیشتر از حدّاکثر لحظه‌ای بوده است؛ بنابراین، نخست حدّاکثرهای روزانه تکمیل شده و سپس با رابطه‌ی همبستگی حدّاکثرهای روزانه و لحظه‌ای، به تکمیل و تطویل اطلاعات حدّاکثر لحظه‌ای اقدام شده است. پس از آماده‌کردن یک پایه‌ی ۳۰ ساله، اطلاعات سیلاب‌های حدّاکثرهای روزانه و لحظه‌ای را با تمام توزیع‌های آماری انطباق داده و با توجّه به آزمون‌های سه‌گانه‌ی حدّاقل مربعات[1]، کای اسکوایر[2] و کولموگروف ـ اسمیرونوف،[3] مناسب‌ترین توزیع که با اطلاعات موجود انطباق بیشتری داشته، انتخاب شده است؛ بنابراین با این روش، مقدار سیلاب حدّاکثر روزانه و لحظه‌ای با دوره‌های برگشت ۲ تا ۱۰۰۰ ساله، برآورد شده است (جدول شماره‌ی ۴).

جدول۳. برآورد ضریب جریان، دِبی ویژه، همبستگی بار رسوبی و آب‌دهی متوسّط ماهانه در رودخانه‌ی کُل

رودخانه	آب‌دهی‌سالانه (متر مکعّب در ثانیه)	دِبی ویژه (لیتر در ثانیه در کیلومترمربّع)	متوسّط سالانه‌ی وزن موادّ رسوبی TOP	رسوب ویژه $Ton / km^2 / Yr$
کُل	۱۲/۸۴۸	۳/۶۶	۱۰۹۶۵۰۰۰	۲۱۵/۷

منبع: اداره‌ی کُلِّ تأمین منابع آب وزارت نیرو

1. Squares Least
2. Chi-Square
3. Smironov-Kolomogrov

جدول ٤. برآورد سیل با دوره‌های برگشت مختلف رودخانه‌ی کُل

رودخانه	دوره‌ی برگشت به سال (برحسب مترمکعّب در ثانیه)						
	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۱۰۰۰
کُل	۸۰۲/۲	۱۷۷۶/۱	۳۴۱۵/۶	۶۰۷۴	۸۵۱۲/۵	۱۱۳۶۹	۲۴۴۹۴/۳

منبع: اداره‌ی کُلِّ تأمین منابع آب وزارت نیرو

شیب زیاد نیمرخ طولی حوضه‌های بالادست، فقر پوشش گیاهی، نفوذپذیری‌کم سازندهای دلتا و ماهیت رگباری بارش‌ها، موجب رخداد سیلاب‌های دوره‌ای در این منطقه می‌شود که به‌دلیل کوتاه‌بودن مسیر آبراهه‌ها، زمان تمرکز به‌نسبت کوتاهی نیز، دارند. این بارش‌ها با حالت سیلابی، به‌سرعت جریان یافته و موجب فرسایش شدیدی در مسیر خود می‌شوند و کاهش نسبی سرعت جریان در بخش‌های میانی و پایین‌دست رودخانه منجر به سرریز شدن آنها می‌شود. همچنین کوتاه‌بودن زمان تمرکز و شدّت بارش، به سرریز شدن آبراهه و تغییر مسیر آن کمک می‌کند. این ویژگی در زمان‌هایی که دامنه‌ی بارش‌های موسمی به منطقه کشیده می‌شود، شدّت و فراوانی بیشتری دارد.

زمان تمرکز[1]

از آنجاکه زمان تمرکز به مورفولوژی، شیب، ناهمواری‌های سطحی، تراکم و نوع پوشش گیاهی، تشکیلات زمین‌شناسی، جنس و عمق خاک و به‌ویژه شدّت بارندگی و توزیع زمانی و مکانی آن بستگی داشته و مهم‌ترین کاربرد این شاخص در برآورد حجم سیلاب، شکل هیدروگراف جریان‌های سطحی، زمان تأخیر و زمان اوج دبی است، بنابراین، شاخص زمان تمرکز در جدول شماره‌ی ۵ محاسبه شده است.

جدول ۵. محاسبه‌ی زمان تمرکز دلتای رود کُل با استفاده از شاخص CCP[2] و کرپیچ[3]

روش محاسبه	فرمول	Tc	نتیجه‌ی کسب شده برحسب ساعت
شاخصCCP	$Tc = \left(0.885 \frac{L^3}{H}\right)^{0.385}$	۸/۸	۸ ساعت و ۴۸ دقیقه
شاخص کرپیچ	$Tc = 0.949 \left(\frac{L^3}{H}\right)^{0.385}$	۸/۷۵	۸ ساعت و ۴۵ دقیقه
میانگین	-	۸/۷۸	۸ ساعت و ۴۶ دقیقه

منبع: Hyon Kang, et.al, 2008: 222

1. Time Concentrate (TC)
2. California Culverts Practice
3. Kirpich

که در آن،

TC : زمان تمرکز به ساعت؛

L : طول مسیر آب به کیلومتر؛

H : اختلاف ارتفاع حوضه به متر است.

در این رابطه با محاسبه‌های انجام‌گرفته، میانگین ۸ ساعت و ۴۶ دقیقه برای زمان تمرکز به‌دست‌آمد، به این ترتیب جریان آب (با توجّه به طول ۱۵ کیلومتری آبراهه) با سرعت نیم متر در ثانیه، دلتا را طی می‌کند که با توجّه به ویژگی‌های حوضه، مانند شیب بسیار کم، پوشش گیاهی ناچیز، جنس زمین و بارش‌های رگباری، می‌توان انتظار رخداد سیلاب‌ها و درنتیجه تغییرات بستر در دلتا را داشت.

شاخص‌های ژئومورفولوژیک

از آنجاکه ویژگی‌های مورفومتریک حوضه‌های آبخیز، تأثیر مستقیمی در ویژگی‌های رواناب داشته و این تأثیرات به‌نوعی به سطوح مخروط‌افکنه‌ها و دلتاها منتقل می‌شود، از این رو، دو شاخص ژئومورفولوژیک در این بخش مورد بررسی قرار گرفته است.

شاخص انتگرال هیپسومتری[1]

یکی از راه‌های شناخت میزان فعّالیّت‌های زمین‌ساختی، تجزیه و تحلیل هیپسومتری از طریق شاخص Hi است. این شاخص با مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخّص و با استفاده از رابطه‌ی ۱ محاسبه می‌شود:

$$Hi = (h - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$ رابطه‌ی ۱)

که در آن، Hi انتگرال هیپسومتریک؛ H_{max} و H_{min} به‌ترتیب حدّاکثر و حدّاقل ارتفاع و h میانگین ارتفاع حوضه است.

نتایج کسب‌شده از این شاخص برای مناطق مختلف از حدّاکثر ۰/۵ تا نزدیک به صفر متغیر است.[2] مقادیر بالاتر شاخص، بیانگر توپوگرافی جوان و وجود پستی و بلندی زیاد نسبت به میانگین شبکه‌ی زهکشی است و با برش‌های عمیق، برجستگی‌های ناهموار، سطوح بالاآمده و بریده‌شده توسّط شبکه‌ی زهکشی مشخّص می‌شود. مقادیر پایین‌تر شاخص، تعادل در فرایندهای ژئومورفیک و گذر از مرحله‌ی بلوغ به پیری را بیان می‌کند که برجستگی‌های نسبی هموار از ویژگی‌های آن است. ارتباط بین شاخص Hi و درجه‌ی بریدگی، سبب‌شده تا به‌عنوان معیاری برای تشخیص چرخه‌ی مرحله‌ی فرسایشِ چشم‌انداز، مورد استفاده قرار گیرد. با توجّه به محاسبه‌های انجام‌شده، میزان شاخص ۰/۴۲۸ به‌دست آمده است (جدول شماره‌ی ۶) که نشان از جوان و فعّال بودن محدوده‌ی مورد مطالعه از نظر فعّالیّت‌های نوزمین‌ساخت است.

---

1. Hypsometric Integral (HI)

۲. لازم به‌ذکر است که مقادیر بالاتر از این عدد در حوضه‌های زهکشی کمتر مشاهده شده است.

جدول ٦. ارزیابی شاخص Hi در محدوده‌ی مورد مطالعه

مؤلّفه	H_{max}	H_{min}	h	Hi
دلتای رود کُل	۱۰/۵	سطح دریا (۰)	۴/۵	۰/۴۲۸

شاخص S در پیچ‌وخم رودخانه‌ی اصلی

شاخص سینوسیته (S) برای درک تغییرات بستر و فعّالیّت زمین‌ساخت مورد استفاده قرار می‌گیرد. متناسب با تغییرات زمین‌ساختی که منجر به تغییر شیب آبراهه‌ی رودخانه می‌شود، برای حفظ تعادل شیب رودخانه، پیچ‌وخم رودخانه نیز جابه‌جا می‌شود. تغییرات این شاخص در شبکه‌ی زهکشی، به‌طور معمول ناشی از افزایش و فرونشست‌هایی است که در بستر رود ایجاد می‌شود. هر دگرشکلی زمین‌ساختی که نشیب درّه‌ی رودخانه را تغییر دهد، سینوسیته رود، هم‌تراز آن و برای حفظ تعادل نشیب کانال تغییر می‌کند. حتّی مقادیر اندک دگرشکلی، می‌تواند سینوسیتی یک رودخانه را تغییر دهد (زامولی و همکاران، ۲۰۰۹، ۵). این شاخص از رابطه‌ی ۲ به‌دست می‌آید:

$$S = La / Ls$$ رابطه‌ی ۲)

که در آن،

S : ضریب سینوسیته؛

La : طول رودخانه؛

Ls : طول مستقیم درّه است.

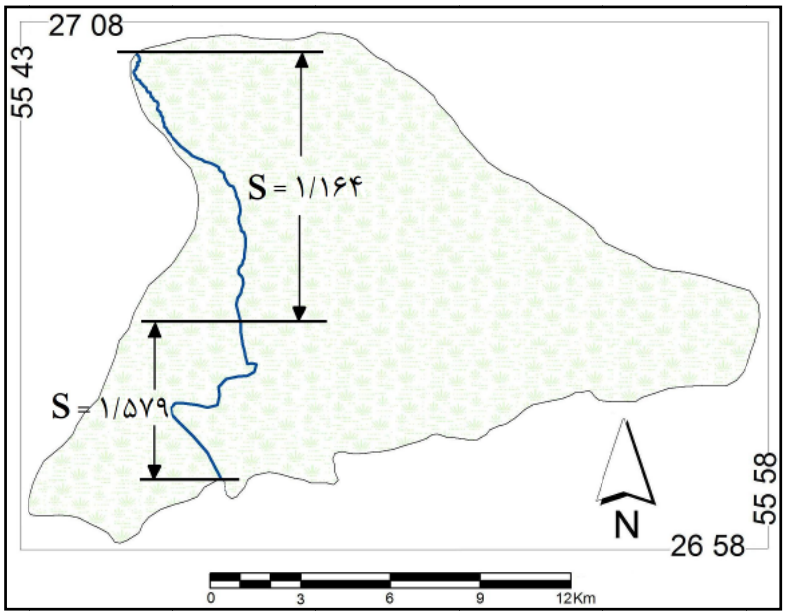
هرگاه، مقدار این مؤلّفه به یک نزدیک‌تر باشد، بیانگر فعّال‌بودن منطقه از نظر تکتونیکی و نقش گسلش در تعیین مسیر رودخانه است. افزایش در مقدار آن، بیانگر کاهش در فعّالیّت‌های تکتونیکی و نزدیک‌شدن رودخانه به حالت تعادلی است. با بررسی‌های انجام‌گرفته، میزان سینوسیته رودخانه ۱/۲۶ است و این مقدار در طول نیم قرن پیش از ۱/۱۸ تا ۱/۳۵ نوسان داشته است (جدول شماره‌ی ۷). میزان سینوسیته کمتر در قسمت‌های بالادست نیز، نشان‌گر فعّال‌تر بودن آن است (جدول شماره‌ی ۸ و شکل شماره‌ی ۴). با توجّه به مقادیر به‌دست‌آمده، می‌توان نتیجه گرفت که منطقه‌ی مورد مطالعه، از نظر زمین‌ساختی فعّال بوده و به حالت تعادل نرسیده، همچنین نیروهای درونی و زمین‌ساختی هنوز در تحوّل مورفولوژی منطقه نقش به‌سزایی دارند (جدول شماره‌ی ۱).

جدول ۷. مقادیر شاخص S در رود کُل

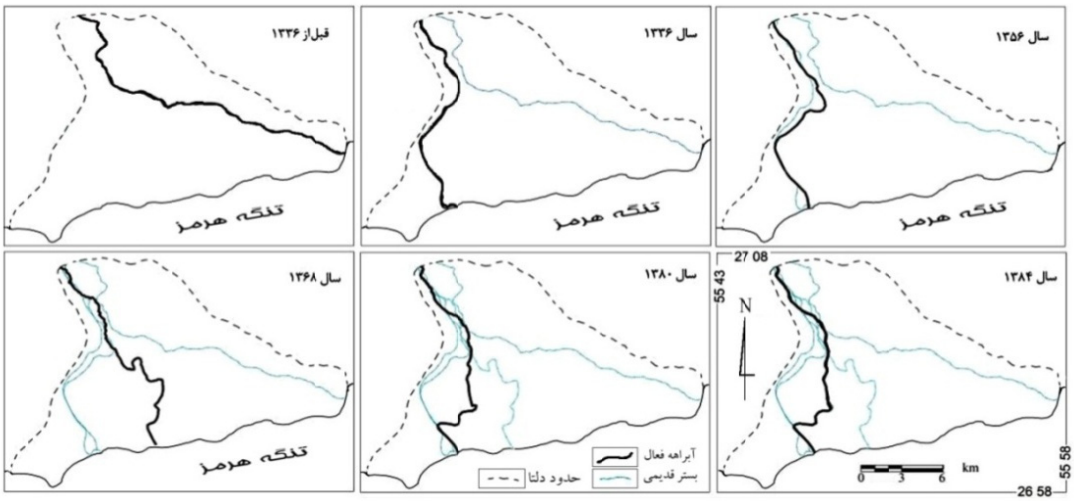
دوره‌ی زمانی	پیش از ۱۳۳٦	سال ۱۳۳٦	سال ۱۳٥٦	سال ۱۳٦۸	سال۱۳۸۰	سال ۱۳۸٤
La	۲۶۳۱۴	۱۹۶۸۶	۱۷۵۸۵	۲۰۳۰۷	۲۰۲۵۳	۲۰۷۵۵
Ls	۲۲۱۲۸	۱۵۷۶۵	۱۳۷۴۵	۱۴۹۷۴	۱۵۲۱۴	۱۵۷۴۱
S	۱/۱۸۹	۱/۲۴۸	۱/۲۷۹	۱/۳۵۶	۱/۳۳۱	۱/۳۱۸

جدول ۸ . مقادیر شاخصS در قسمت‌های بالادست و پایین‌دست رود کُل

مؤلّفه	La	Ls	S
بالادست رود کُل	۱۱۵۳۵	۹۹۰۴	۱/۱۶۴
پایین‌دست رود کُل	۹۲۲۰	۵۸۳۷	۱/۵۷۹
مجموع	۲۰۷۵۵	۱۵۷۴۱	۱/۳۱۸



شکل ٤. محاسبه‌ی شاخص S در بالادست و پایین‌دست رود کُل



شکل ٥. تغییرات بستر رودخانه‌ی کُل پیش از سال ۱۳۳٦ تا ۱۳۸٤

نتیجه‌گیری

آبراهه‌ها و رودهای اصلی در سطح دلتاها، تحت تأثیر رسوب‌گذاری و دینامیک جریان ماهیت ناپایداری دارند. بی‌تقارنی در تغییر مسیرها یا تمایل تغییرات بستر به سمت‌وسوی خاص، نشان از تأثیرگذاری متغیرهای دیگر مورفودینامیکی است. نتایج به‌دست‌آمده از به‌کارگیری شاخص‌های ژئومورفیک و داده‌های ژئودینامیک، نشان می‌دهد که دلتای رود کُل، تحت تأثیر نیروهای درونی و زمین‌ساختی در حوضه‌ی آبخیز خود، فعّال بوده و مؤلّفه‌های آن، تأثیر زیادی در تحوّل مورفولوژی دلتا دارند. شواهد موجود و نیز، بررسی و مقایسه‌ی زمانی عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و تطبیق آنها با نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و سپس تحلیل حرکات فعّال زمین‌ساختی در منطقه نشان می‌دهد که تغییرات پیچان رودها و ناپایداری الگوی آبراهه‌ها، نتیجه‌ی مستقیم و غیرمستقیم تغییر سطح اساس ناشی از این حرکات بوده و آثار آنها نیز قابل اندازه‌گیری است. در محل‌هایی که این فعّالیّت‌ها تأثیر بیشتری داشته‌اند، تغییر مسیرهای پی‌درپی و تشکیل مئاندرهای متروک از فراوانی و گستردگی بیشتری برخوردار بوده و همبستگی دارند.

تحت تأثیر برخاستگی حوضه‌ی رودخانه‌ی کُل در قسمت‌های بالادست دلتا، مجرای کمابیش مستقیمی داشته و پیچ‌وخم‌های آن چندان زیاد نیست و مورفولوژی بستر رودخانه، بیشتر از وضعیّت توپوگرافی سطح دلتا پیروی کرده است؛ ولی به محض ورود به بخش پایین‌دست جلگه و دلتا، حالت پیچان‌رودی به‌خود می‌گیرد. همچنین تغییرات شیب در تنظیم مجرا تأثیرگذار بوده و موجب تغییر الگوی مجرا و ابعاد آن شده است. وجود سازندهای سست مارن و ماسه‌سنگی موجود در حوضه‌های منتهی به جلگه‌ی ساحلی، منشأ ریزبافت‌بودن رسوب‌های دلتایی شده و از سویی شیب بسیار کم دلتا سبب‌شده که رودخانه‌ی کُل از پایداری چندانی برخوردار نباشد و در طول نیم قرن گذشته بارها تغییر مسیر دهد (شکل شماره‌ی ۵). مسدود شدن راه بندرعبّاس به بندر لنگه که از بخش میانی این دلتا می‌گذرد، رویدادی است که پس از آغاز یک بارندگی شدید و کوتاه‌مدّت در گذشته، هر ساله تکرار می‌شد. ناپایداری بستر، تغییر مسیر مکرّر و از سویی شیب بسیار کم و ریزدانه‌بودن رسوب سطح دلتا از عوامل اصلی این پدیده است. پل‌های احداث شده نیز، بسته به شرایط، از نوع لوله‌ای مجاور بوده و تحت‌تأثیر این ناپایداری‌ها، هر ساله مرمّت یا جابه‌جا می‌شد؛ به‌گونه‌ای که هنگام طیِّ مسیر ۱۵ کیلومتری سطح دلتا، مجرای مشخّصی برای رود کُل دیده نمی‌شد. تفاوت‌های موجود در رودخانه، مانند تراکم بالای شبکه‌ی زهکشی، گسترش محلّی مئاندرها، بریده‌بریده‌شدن کانال، پهن و باریک‌شدن بستر و تغییر مسیرهای ناگهانی در دوره‌های زمانی مختلف، ازجمله علامت‌های گذار از یک پهنه‌ی فعّال زمین‌ساختی است. همچنین مقادیر شاخص S نشان می‌دهد (شکل شماره‌ی ۵) که قسمت‌های بالادست با ضریب‌پیچش کمتر، بیشتر از پایین‌دست متأثّر شده است و از سویی با کاهش تأثیرات زمین‌ساختی به‌سوی قاعده‌ی دلتا، رسوب‌گذاری موادّ ریزدانه‌تر در ناپایداری و تغییرات مسیر بخش‌های پایین‌دست، نقش جایگزینی را ایفا کرده است.

رود کُل در مسیر جریان خود در برخورد با گنبدهای نمکی و در پاسخ به بالاآمدگی‌های زمین‌ساختی، پیچ وخم‌های زیادی ایجاد کرده است و هر پیچش با فرسایش جانبی و با ورود انبوهی از موادّ رسوبی و سرانجام رسوب‌گذاری همراه است. این رودخانه، همچنین با عبور از محور چین‌خوردگی شمال دلتا و بالاآمدگی مداوم زمین‌ساختی آنها، به‌طور پیوسته در حال برش بستر خود است. این فعّالیّت‌ها در مجموع، بر روی الگوی رودخانه تأثیرگذار بوده‌اند. خارج از این بحث،

سابقه‌ی وقوع زلزله‌های منطقه نیز، نشان‌دهنده‌ی بخش‌های بالقوّه‌ی فعّال از نظر زمین‌ساخت هستند. به‌طورکلّی، براساس نتایج این پژوهش، سیمای توپوگرافیک و ژئومورفولوژی کنونی تا حدِّ زیادی از فعّالیّت‌های زمین‌ساختی کواترنری متأثّر شده و بر اساس شواهد موجود، فعّالیّت‌های این دوره، نقش بارزتری را در ایجاد تحوّل و ناپایداری شبکه‌ی آبراهه‌ای داشته‌اند. ارقام حاصل از به‌کارگیری شاخص‌های مختلف نیز، نشان‌دهنده‌ی فعّال بودن زمین‌ساخت در بخش‌های مختلف محدوده‌ی مورد بررسی است.

بدیهی است، مدیریت پایدار رودخانه، بدون توجّه به شیوه‌ی عملکرد فرایندهای ژئومورفولوژیکی و همچنین بدون مطالعه‌ی پیامدهای فعّالیّت‌های زمین‌ساختی، نمی‌تواند به نتیجه‌ی قابل انتظار دست یابد. درک درست تغییرات در مسیر جریان رودخانه‌ها، درواقع، مستلزم نگرش سامانه‌ای به حوضه‌ها و اعتقاد به سوق یافتن کُلِّ سامانه به ایجاد برقراری تعادل است که گاه به‌دلیل دخالت عوامل محیطی و یا انسانی، از روند طبیعی برخوردار نیست.

منابع

Astrade, L., Bravard, J., 1999, **Energy Gradient and Geomorphological Processes Along a River Influenced by Neotectonics, the Saône River, France**, Geodinamica Acta, Vol. 12, No. 1, PP.1-10.

Dehghani, A., Ghodsian, M., Salehi Neyshaboori, S.A.A., Shafieifar, M., 2007, **Alluvial Channels Bed Changes of Rivers in 180 Degrees Arc**, Hydrolic, Vol. 2, No. 2, PP. 1-16.

Fortes, E., Stevaux, J., Volkmer, S., 2005, **Neo Tectonics and Channel Evolution of the Lower Ivinhema River: A Right-bank Tributary of the Upper Paraná River, Brazil**, Geomorphology, Vol. 70, No. 3-4, PP. 325-338.

Goorabi, A. & Nohegar, A., 2007, **Geomorphological Evidences of Active Tectonic in Darakeh Basin**, Geographical Researches, Vol. 39, No. 60, PP. 177-196.

Guccione, M.J., Mueller, K., Champion, J., Shepherd, S., Carlson, S.D., Odhiambo, B., Tate, A., 2001, **Stream Response to Repeated Coseismic Folding, Tiptonville Dome, New Madrid Seismic Zone**, Geomorphology, Vol. 43, No. 3/4, PP. 313-349.

Haghypoor, N., 2007, **Morphotectonic of Cope Dagh- Binalud Zones Based on Indexes of Slope and Hypsometric Gradients**, No. 16, PP.74-87.

Hyon Kang, J., Kayhanian, M., Stenstorm, M.K., 2008, **Predicting the Existence of Storm Water First Flush from the Time of Concentration**, Water Research, Vol. 42, No. 1-2, PP. 220-228.

Krzyszkowski, D., Przybylski, B., Badura, J., 2000, **The Role of Neotectonics and Glaciation on Terrace Formation Along the Nysa Kodzka River in the Sudeten Mountains (Southwestern Poland)**, Geomorphology, Vol. 33, No. 3-4, PP. 149-166.

National Cartographic Center, 2008, **Geodynamic Newsletter**, Vol. 3, No. 4&5, PP.1-6.

Merguerian, C., Sanders, J., 1997, **Bronx River Diversion: Neotectonic International,** Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 34, No. 3-4, PP.198.e1-198.e13.

Madadi, A., Rezaee Moghadam, H.M., Rajaee, A.H., 2004, **Analysis of Neo Tectonic Activities by Using Geomomorphological Methods on North West Talesh Hill Slopes**, Geographic Researches, No. 48, PP. 138-123.

Mafakherian, S. A. and Poorkermany, M., 2007, **The Effects of Active Tectonic in Khorram Abad Zone**, Basic Science (Islamic Azad University), Vol. 17, No. 65, PP. 81-90.

Maghsoudi, M. and Kamrani, H., 2008, **Evaluation of the Role of Active Tectonics in the Regulation of River Channels of Tajan River**, Geographical Researches, 39 (60), PP. 37-55.

Petrovszki, J, Timár, G., 2009, **Channel Sinuosity of the Körös River System, Hungary / Romania, as Possible Indicator of the Neotectonic Activity**, Geomorphology, Vol. 122, No. 3-4, PP. 223-230.

Srivastava, P., Misra, D. K., 2008, **Morpho-sedimentary Records of Active Tectonics at the Kameng River Exit, NE Himalaya**, Geomorphology, Vol. 96, No. 1-2, PP.187-198.

Vahdati Daneshmand, B., Ghasemi, M.R., Ghorashi, M., Haghipour, N., 2007, **Neo Tectonic of Sepidrud and Gilan Plains**, Earth Sciences, Vol. 17, No. 65, PP. 12-25.

Schoorl, J. M., Veldkamp, A., 2003, **Late Cenozoic Landscape Development and its Tectonic Implications for the Guadalhorce Valley Near Alora (Southern Spain)**, Geomorphology, Vol. 50, PP. 43-57.

Vita Finzi, C., 1979, **Contributions to the Quaternary Geology of Southern Iran**, Geological and Mineral Survey of Iran, Report, No. 47, PP. 30-47

Yamani, M. and Maghsoudi, M., 2002, **The Role of Tectonic and Climate Change in the Evolution of Alluvial Fans (Case Study: Alluvial fans of Sirjan Depression)**, Desert, No. 8, PP. 35-46.

Yamani, M, 1998, **The Evidences of Periodic River Changes in the Eastern of Coastal Plain of Makran**, Geographical Studies, Vol. 30, No. 35, PP. 34-56.

Zámolyi, A., Székely, B., Draganits, E., Timár, G., 2009, **Neotectonic Control on River Sinuosity at the Western Margin of the Little Hungarian Plain, Geomorphology**, In Press, Corrected Proof, Available Online, PP.1-13.