

بررسی تأثیر زمین ساخت فعال بر جورشدگی و میانگین اندازه رسوبات رودخانه‌های مائندری

مطالعه موردی: رودخانه کارون، شمال شوشتر

سید محمد زمانزاده* - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
ابراهیم مقیمی - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
امیر احمدی - کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۵/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۴/۲۲

چکیده

رودخانه کارون در جنوب باختری ایران در مسیر خود، به دلیل نقش زمین ساخت فعال آشفته‌گی‌هایی در میزان جورشدگی و میانگین اندازه رسوبات ایجاد می‌کند. در این پژوهش به منظور بررسی تأثیر زمین ساخت بر میانگین ذرات و نرخ جورشدگی در بازه تاقدیس شوشتر، سه شاخص ژئومورفیک نشانگرهای پویا بودن حرکات زمین ساختی می‌باشند شامل: شاخص نیمرخ طولی رودخانه، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان و ضریب سینوسیته رودخانه، استفاده شده است. شاخص‌های مذکور نشان دهنده فعالیت بالای زمین ساختی منطقه می‌باشند. در ادامه تعداد سی و شش نمونه رسوبدر چهار مائندر در پیش و پس از خط گسل برداشت شد. سپس هر مائندر به سه بخش (A آغاز، B مرکز و C پایان مائندر) تقسیم شد. به طوری که نمونه A با فاصله نیم متری ساحل رودخانه، نمونه B هفت متر پس از نمونه A و نمونه C هفت متر پس از نمونه B برداشت شد. نمونه‌ها در دستگاه شیکردر هفت دسته آنالیز، و در نرم‌افزار 4 Gradistat محاسبات میانگین و جورشدگی آن‌ها به دست آمد. از نرم‌افزار ArcGIS 10 و Freehand برای ترسیم نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مائندرها، محل نمونه‌گیری‌ها و خطوط گسلی استفاده شد. نتایج آنالیز و تحلیل آماری و نموداری این بررسی نشان می‌دهد که مقدار میانگین ذرات و جورشدگی آن‌ها در پیش از سیستم گسلی به ترتیب: 1.4Φ (ماسه درشت) و 1.4Φ (جورشدگی بد) و برای نمونه‌های پس از سیستم گسلی نیز 0.5Φ (ماسه بسیار درشت) و 0.75Φ (جورشدگی متوسط) می‌باشد. در هر چهار مائندر، خط نیم متری از ساحل رودخانه دارای بالاترین نرخ جورشدگی و اندازه ذرات نسبت به دو خط نمونه‌گیری هفت و نیم متری و چهارده و نیم متری به ویژه در دو مائندر پس از خطوط گسلی بیشتر دیده می‌شود. بنابراین نتیجه‌گیری نشان می‌دهد که بین زمین ساخت و میانگین اندازه ذرات و نرخ جورشدگی، در رسوبات مائندری، رابطه مستقیم وجود دارد.

واژگان کلیدی: جورشدگی، مائندر، رودخانه کارون، زمین ساخت، میانگین اندازه ذرات.

مقدمه

رودخانه‌ها از بهترین مناظر ژئومورفیکی زمین هستند که در آن پیوند بین سیستم نیروها و اشکال ناهمواری به روشنی قابل درک است (چورلی^۱ و همکاران، ۱۳۷۹: ۱۶۳) از این رو شناخت فرایندهای رودخانه‌ای و عوامل کنترل کننده رودخانه‌ها از جمله زمین ساخت، از دیدگاه‌های گوناگون به ویژه رسوب‌شناسی، مهم است (رستمی زاده و همکاران، ۱۳۸۶: ۱) بطوریکه برای شناخت این عامل (زمین ساخت)، زمین ریخت شناسی^۲ ابزاری مناسب برای بررسی آن است (مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷: ۲). برای اثبات پویا بودن فعالیت‌های زمین ساختی و شناخت آن‌ها شاخص‌های ژئومورفولوژی مانند: شاخص نیمرخ طولی رودخانه^۳، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان^۴ و ضریب سینوسیته رودخانه (Keller et al, 1977; Bull et al, 1996: مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷: گورابی و نوحه گر، ۱۳۸۶) روش‌های مناسب می‌باشند. در ایران مقصودی و کامرانی دلیر (۱۳۸۷) نقش زمین ساخت را در تنظیم رودخانه تجن در البرز خاوری، گورابی و نوحه گر (۱۳۸۶) در حوضه درکه در شمال تهران رجبی و روستایی (۱۳۸۵) در ارتفاعات آلاداغ واقع در شمال شرقی ایران مورد بررسی قرار داده و آنرا اثبات کردند. فعالیت‌های زمین ساختی به اشکال مختلف بر رودخانه‌ها (Douglas; M. T. et al, 1999, 3) سلیمانی، ۱۳۷۸: ۲۰) و به تبع آن موجب افزایش اندازه ذرات^۵ (مقیمی، ۱۳۸۸: ۱۴۶) و جورشدهگی^۶ رسوبات بستر می‌شوند (Franklin t. et al, 2009: 1; Surian, 2002: 1). زمین ساخت نیز از طریق ایجاد الگوی پیچان رودی برای رودخانه (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹: ۲۰۳)، سبب افزایش قطر ذرات و جورشدهگی در رسوبات به وسیله افزایش تنش برشی می‌شود (اس. بریج، ۱۳۸۷: ۱۴۳). پرتگاه‌ها و دیواره‌های ایجاد شده به وسیله گسل‌ها و ریزش آن‌ها به وسیله نیروی ثقل به درون رودخانه نیز منجر به تغییر در مقدار اندازه ذرات و جورشدهگی در آن‌ها می‌شود (رستمی زاده و همکاران، ۱۳۸۶: ۹). دیگر عوامل تأثیرگذار بر میانگین اندازه ذرات و مقدار جورشدهگی، جنس سنگ‌ها، فعالیت‌های زمین ساختی^۷، ساختارهای زمین‌شناسی، آب و هوا (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱)، قطر ذره و شیب خط انرژی می‌باشند (پیر وای، ۱۳۸۹: ۲۲۳). فرانکلین (۲۰۰۹)، در حوضه رودخانه لانو در تگزاس مهم‌ترین فاکتورهای کنترل کننده اندازه ذرات را، فاکتورهای هیدرولیک و لیتولوژیک بستر رودخانه می‌داند (Franklin T. et al, 2009: 13). موسوی حرمی (۲۰۰۴) در مطالعه رسوبات بند گلستان^۸ در شمال ایران، و سورین (۲۰۰۱) با بررسی رسوبات رودخانه پیاو، دلیل جورشدهگی رسوبات را، جورشدهگی هیدرولیکی و سائیدگی می‌دانند (Moussavi-Herami et al, 2004: 1; Surian, 2002: 11). بطوریکه در فرایند جورشدهگی هیدرولیکی، به دلیل شیب تند بستر رودخانه (به دلایل زمین ساختی)، حمل انتخابی، در گراول^۹ درشت و ماسه صورت می‌گیرد و سبب جورشدهگی بالا در این اندازه از دانه‌ها می‌شود (Franklin t. et al, 2009: 1). هدف این پژوهش بررسی تأثیر زمین ساخت بر

¹-Chorley

²-Geomorphology

³-River longitudinal Profile

⁴-Mountain Front Sinuosity

⁶-Grain Size

⁶-Sorting

⁴-Tectonic Activity

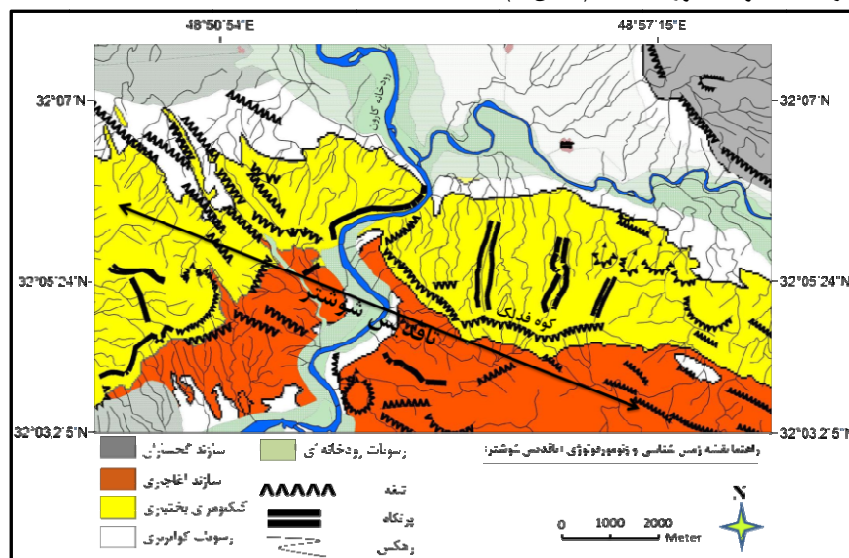
⁸-Band-e-golestan

⁹-Gravel

روی میانگین اندازه ذرات و جورشدگی رسوبات ذرات مئاندرها^۱، در رودخانه کارون، شمال شوشتر می‌باشد. از اینرو پس از اثبات فعالیت زمین ساختی منطقه، به بررسی تأثیر آن بر مقدار جورشدگی و میانگین اندازه ذرات پرداخته می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

رودخانه کارون با تشکیل دادن بیش از ۱۵ درصد جریان‌های سطحی کشور (صداقت، ۱۳۸۳، ۵۵) یکی از پر آب‌ترین رودخانه‌های کشور با میانگین حداکثر دبی ۶۰۰ مترمکعب در ثانیه طی یک دوره پنجاه ساله می‌باشد (مقیم، ۱۳۸۸: ۹)، که از ارتفاعات زاگرس بختیاری به طول ۹۵۰ کیلومتر تا دهانه خلیج فارس، با وسعت حوضه زهکشی ۶۸۸۰۴ کیلومترمربع می‌باشد (کردوانی، ۱۳۸۶: ۷۶). این رودخانه در مسیر خود از تاقدیس شوشتر، معروف به کوه فدلک از سازندهای گروه فارس شامل: سازند آغاچاری، کنگلومرای بختیاری و رسوبات کواترنری می‌گذرد (شکل ۱) سپس بعد از این تاقدیس وارد جلگه خوزستان می‌شود و به سمت جنوب شرق تغییر مسیر می‌دهد (نوجوان و خسروی، ۱۳۸۹: ۲۰). این تاقدیس همراه با چند تاقدیس دیگر از جمله، آخرین تاقدیس‌های زاگرس چین خورده در جلگه خوزستان می‌باشد که در نتیجه فشارهای زمین ساختی از سمت صفحه عربستان و جمع شدن پوسته زمین به وجود آمده (نوجوان و خسروی، ۱۳۸۹: ۶) و دارای جهت شمال باختری - جنوب خاوری است (شکل ۱).

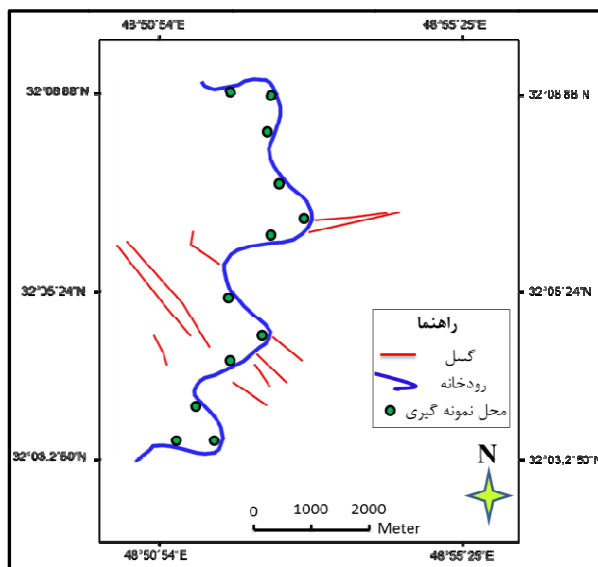


شکل (۱) نقشه زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه.

در دو سوی این تاقدیس، مجموع رسوبات رودخانه‌ای چهار مئاندر مورد بررسی قرار گرفت، که به ترتیب: دو مئاندر پیش از تاقدیس شوشتر و سیستم گسلی آن در رسوبات آبرفتی عهد حاضر (مئاندر شماره ۱ و ۲)، و دو مئاندر دیگر بعد از تاقدیس شوشتر و سیستم گسلی آن در سازند ماسه‌سنگی آغاچاری و کنگلومرای بختیاری (مئاندر شماره ۳ و ۴)، قرار دارند. موقعیت جغرافیایی مئاندرهای مورد بررسی به ترتیب شامل: مئاندر شماره یک ($33^{\circ}07'55''N$ و $48^{\circ}53'11''E$)، مئاندر شماره دو ($33^{\circ}07'15''N$ و $48^{\circ}52'48''E$)، مئاندر شماره سه ($33^{\circ}04'41''N$ و $48^{\circ}52'11''E$) و مئاندر شماره چهار ($33^{\circ}03'22''N$ و $48^{\circ}51'25''E$) می‌باشد (شکل ۲).

^۱-Meander

^۲-Fedelack

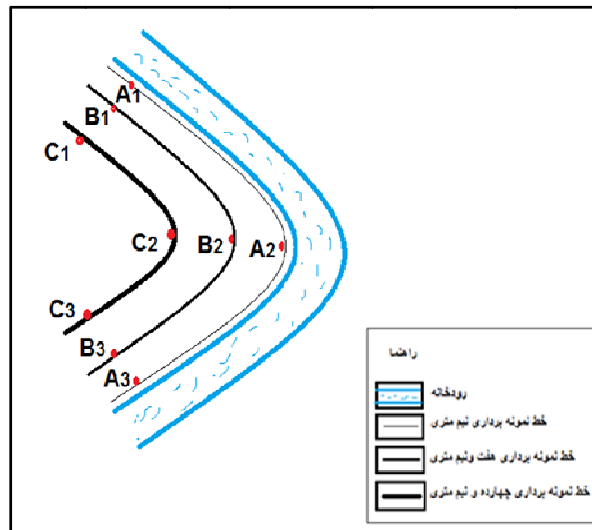


شکل (۲) موقعیت نقاط نمونه‌برداری در مئاندرها همراه با خطوط گسلی در منطقه مورد مطالعه.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق برای درک فعالیت‌های زمین‌ساختی از شاخص‌های ژئومورفیکی مانند: شاخص نیمرخ طولی رودخانه، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان و ضریب سینوسیته رودخانه استفاده گردید، سپس برای بررسی تأثیر این فعالیت‌ها بر نرخ جورشدگی رسوبات رودخانه کارون در شمال شوشتر، تعداد سی و شش نمونه رسوب در دو مئاندر، (به ترتیب هجده نمونه در دو مئاندر پیش از سیستم خط گسلی و هجده نمونه دیگر در دو مئاندر پس از سیستم خط گسلی) برداشت شد (شکل ۲)، بدین نحو که هر مئاندر به سه بخش تقسیم گردید (ابتدا، مرکز و پایان مئاندر) و در هر بخش، سه نمونه با علامت‌های اختصاری (A - B - C) برداشته شد، به طوری که نمونه A با فاصله نیم متری از ساحل رودخانه، نمونه B با فاصله‌ی هفت متر پس از نمونه A و نمونه C با فاصله هفت متری پس از نمونه B برداشت شده است (شکل ۳). همچنین از یک بیلچه با ابعادی ۲۰ × ۲۰ سانتی‌متر جهت برداشت نمونه‌ها در روی زمین، استفاده گردید. وزن هر نمونه ۵۰۰ گرم بود که پس از خشک کردن نمونه‌های خیس و نم دار از روش غربال توسط دستگاه شیکر استفاده گردید (مقیاس اندازه‌گیری قطر ذرات Phi می‌باشد) نمونه‌های برداشت شده در دستگاه شیکر (Shaker) در هفت مقیاس (از ۱ تا ۵ Phi) غربال شدند، نتایج حاصل از بررسی سی و شش نمونه برداشت شده، در نرم‌افزار 4 Gradistat و Excel 2010 (جهت محاسبه‌ها و رسم نمودارها) وارد شده و مقدار جورشدگی و میانگین اندازه ذرات بر اساس روش فولک محاسبه گردید. در ادامه نقشه رقومی توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی 1:100000 وارد محیط نرم‌افزار ArcGIS/10 گردید، سپس لایه مدل رقومی ارتفاعی^۱ ساخته شد که به وسیله آن مسیر رودخانه و موقعیت مئاندرها همراه با موقعیت نمونه‌های برداشت شده به دست آمد و به وسیله نقشه زمین‌شناسی موقعیت گسل‌ها نیز مشخص گردید. برای ترسیم دقیق نیمرخ طولی رودخانه از GPS به منظور ثبت نقاط ارتفاعی مسیر رودخانه استفاده شد (شکل ۴) سپس برای درجه جورشدگی (خوب، بد، ضعیف و...) و میانگین اندازه ذرات، از روش اندازه‌گیری معیار ترسیمی جامع^۱ فولک (Folk) در هفت رده، استفاده گردید (موسوی حرمی، ۱۳۸۹: ۶۸) (جدول ۱).

^۱-Inclusive Graphic Standard Deviation



شکل (۳) شیوه نمونه گیری نقاط و خطوط نیم متری از رودخانه (A) هفت و نیم متری (B) و چهارده و نیم متری (C)، در هر مماندر.

جدول (۱) مقیاس اندازه گیری فولک برای میانگین اندازه ذرات و جورشدگی.

مقیاس کیفی (جورشدگی)	مقیاس کمی (جورشدگی) (F _h)	مقیاس کیفی (اندازه ذرات)	مقیاس اندازه گیری (F _h)
جورشدگی بسیار خوب	< ۲۵٪	گراول و بالاتر از آن	> ۱
جورشدگی خوب	۲۵٪ - ۵۰٪	ماسه بسیار درشت	۰
جورشدگی خوب تا متوسط	۵۰٪ - ۷۱٪	ماسه درشت	۱
جورشدگی متوسط	۷۱٪ - ۱	ماسه متوسط	۲
جورشدگی بد	۱ - ۲	ماسه ریز	۳
جورشدگی بسیار بد	۲ - ۴	ماسه بسیار ریز	۴
جورشدگی بی نهایت بد	> ۴	سیلت درشت	۵

یافته‌ها

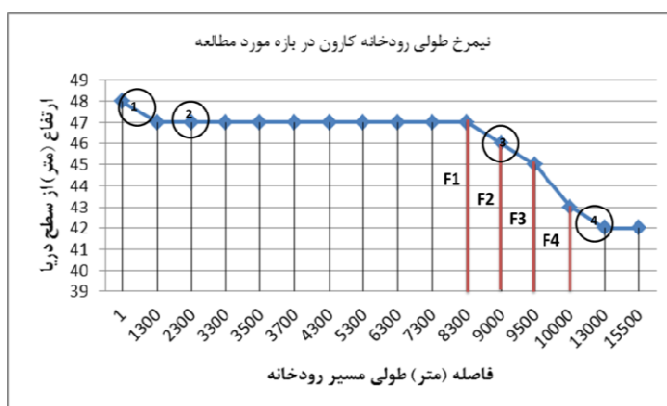
شاخص نیمرخ طولی رودخانه^۱

نیمرخ طولی رودخانه‌ها به وسیله لیتولوژی، تجدید فرایندهای فرسایشی ناشی از زمین ساخت و پایین رفتن سطح اساس، متأثر می‌شود (روستایی، ۱۳۸۹: ۷)، نخستین کار در تحلیل نیمرخ طولی رودخانه، ترسیم آن است (Goudie, 1990: 107)، شکل (۴). نیمرخ رودخانه کارون در منطقه مورد مطالعه دارای پنج نقطه تغییر شیب عمده می‌باشد. با مقایسه نیمرخ طولی رودخانه با نقشه زمین‌شناسی منطقه، نتایج زیر به دست آمد:

- ۱- در ابتدا در رسوبات آبرفتی کواترنری در دشت عقیلی شیب خط روند کاهشی را نشان می‌دهد (۱۳۰۰ - ۱ متری).
- ۲- عدم کاهش شیب در فاصله (۱۳۰۰ تا ۸۳۰۰ متری) رودخانه به دلیل یکنواختی سنگ بستر سخت (کنگومرای بختیاری) در این بازه می‌باشد (شکل ۱ و ۴).
- ۳- در فاصله ۸۳۰۰ تا ۱۳۰۰۰ متری، سطح اساس رودخانه پنج متر کاهش می‌یابد که این تغییر ناگهانی در نیمرخ بستر رودخانه یکی از نشانه‌های گسل می‌باشد (مددی و همکاران، ۱۳۸۴). تغییر شیب در این فاصله (۸۳۰۰ تا ۱۳۰۰۰

^۱-River longitudinal Profile

متری)، یعنی بازه‌های دوم، سوم، چهارم و پنجم، به خاطر عملکرد گسل‌ها ($F1, F2, F3, F4$) در تاقدیس شوشتر در محدوده متاندر سوم و چهارم می‌باشد (شکل ۴).



شکل (۴) نیمرخ طولی (خط آبی) و موقعیت گسل‌های بستر رودخانه (رنگ قرمز) که با علامت ($F1$ تا $F4$) و متاندرهای نمونه‌برداری شده که با دایره سیاه رنگ (از شماره ۱ تا ۴) مشخص شده است.

شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان (SMF): شاخصی است که سبب ایجاد جبهه کوهستان مستقیم و ارتفاع یافته می‌شود و منطبق بر گسل جوان نیز می‌باشد، که به وسیله گسل‌ها یا فرسایش پدیدار می‌شوند (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹، ۱۵۲).

$$SMF = MLF/LS$$

SMF = شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان

MLF = طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه

LS = طول خط مستقیم در جبهه کوهستان

شاخص SMF برای مناطق زمین ساختی بسیار فعال بین (۱ تا ۱.۶)، مناطق با فعالیت متوسط (۱.۴ تا ۳) و برای جبهه کوهستان غیر فعال بین (۱.۸ تا بیشتر از ۵) می‌باشد (Bull et al, 1977, 117; مددی و همکاران، ۱۳۸۴). این شاخص (Smf) برای منطقه مورد مطالعه دارای شاخص ۱.۲ می‌باشد، بنابراین منطقه مورد مطالعه در رده مناطق دارای فعالیت زمین ساختی بالا، می‌باشد. این نسبت بالای شاخص SMF یکی از دلایل فعال بودن زمین ساخت در جلگه خوزستان می‌باشد (نوجوان و خسروی، ۱۳۸۹: ۶).

ضریب سینوسیته (S)

یکی دیگر از شاخص‌های برآورد فعالیت‌های زمین ساختی ضریب سینوسیته (S) می‌باشد که از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$S = C/V$$

S = ضریب سینوسیته

C = طول رودخانه

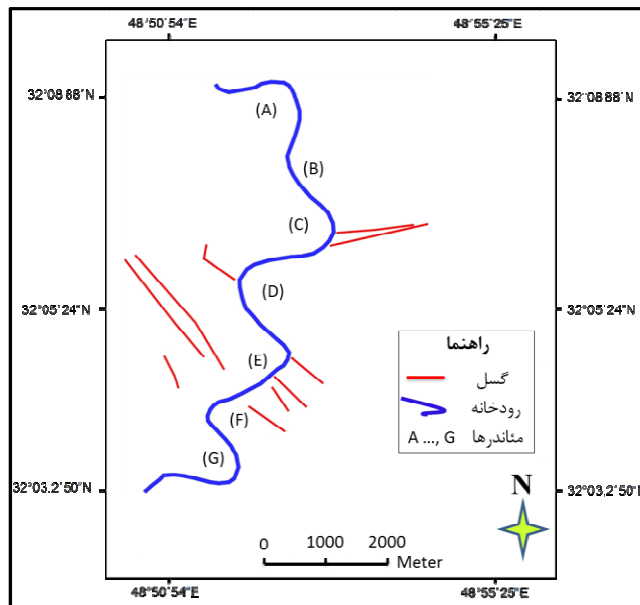
V = طول دره

پیچ و خم دار شدن رودخانه می‌تواند در دره‌هایی که تحت تأثیر زمین ساخت جدید واقع هستند، قرار گیرد، زیرا این عامل سبب افزایش شیب بستر می‌گردد (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹: ۲۰۳). عدد به دست آمده از شاخص سینوسیته هرچه بیشتر باشد نشان از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادلی است و هرچه کمتر باشد دلیل بر فعالیت زمین ساختی در منطقه است (مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷، ۵۰) جدول (۲).

جدول (۲) محاسبه شاخص سینوسیته رودخانه کارون در شمال شوشتر از شمال (مئاندر A)، به جنوب (مئاندر G).

مئاندر A	مئاندر B	مئاندر C	مئاندر D	مئاندر E	مئاندر F	مئاندر G	شماره مئاندر
۳۰۰۰	۴۳۰۰	۳۳۰۰	۴۱۰۰	۴۷۰۰	۴۰۰۰	۳۰۰۰	C
۱۸۰۰	۳۴۰۰	۲۶۰۰	۲۶۰۰	۳۳۰۰	۳۴۰۰	۱۴۰۰	V
۱.۶	۱.۲	۱.۲	۱.۵	۱.۴	۱.۱	۲.۱	S=C/V

همان طور که در جدول (۲) دیده می‌شود، شاخص سینوسیته به ترتیب از بالادست رودخانه (مئاندر A) به پایین دست رودخانه (مئاندر G) دسته‌بندی شده است، و مئاندرهای رودخانه بین شاخص ۱.۱ تا ۲.۱ در نوسان می‌باشند، به طوری که میانگین شاخص سینوسیته برای مئاندرهای منطقه مورد مطالعه ۱.۵ می‌باشد. مئاندرهای C, D, E و F، در اطراف محور تاکدیس شوشتر و سیستم گسلی (شکل ۵)، دارای شاخص سینوسیته کمتر از ۱.۵ می‌باشند.



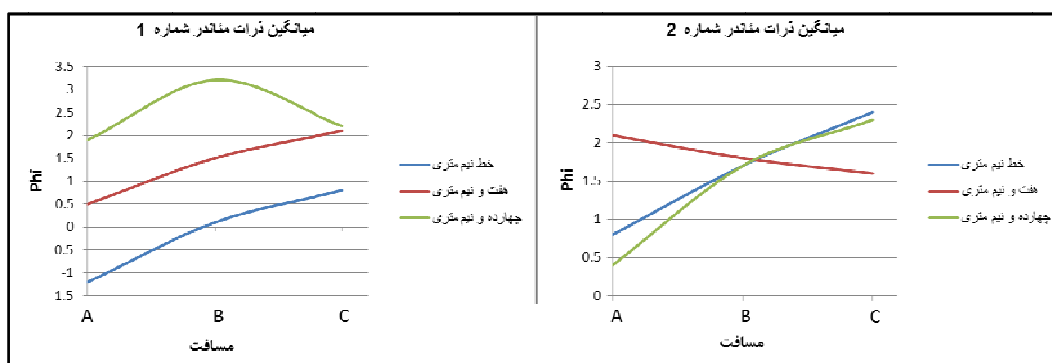
شکل (۵) موقعیت مئاندرهای اندازه‌گیری شده برای برآورد شاخص سینوسیته رودخانه.

میانگین ذرات

اندازه میانگین در یک رسوب، تابعی از انرژی و فرایندهای کنترل‌کننده حمل و نقل و رسوب‌گذاری است (لوویسو مک کونچی، ۱۳۸۲: ۱۴۲). با توجه به شکل (۶) و جدول (۳) میانگین اندازه ذرات مئاندر اول و دوم در پیش از تاکدیس شوشتر و خطوط گسلی با فاصله‌ی خط نیم متری ساحل رودخانه (خط آبی)، در سه نقطه آغاز (A1)، مرکز (A2) و پایان مئاندر (A3) برای مئاندر اول Phi 0.4 (ماسه بسیار درشت) و مئاندر دوم Phi 1.1 (ماسه درشت)، برای خط هفت و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر اول Phi ۱.۶ (ماسه درشت) و مئاندر دوم Phi ۱.۷ (ماسه درشت) و برای خط چهارده و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر اول Phi ۱.۷ (ماسه درشت) و مئاندر دوم Phi ۲.۱ (ماسه متوسط) می‌باشد.

جدول (۳) مقدار میانگین ذرات و نرخ جورشدگی برای نقاط نمونه‌گیری شده در مئاندر اول و دوم.

محل نمونه‌گیری	مئانگین مئاندر phi (۲)	مئانگین مئاندر phi (۱)	جورشدگی مئاندر phi (۱)	جورشدگی مئاندر phi (۲)
A-۱	۰.۸	-۱.۲	۰.۲	۱.۸
A-۲	۱.۷	۰.۱	۱.۶	۱.۷
A-۳	۲.۴	۰.۸	۱.۱	۱.۷
B-۱	۲.۱	۰.۵	۱.۹	۱.۷
B-۲	۱.۸	۱.۵	۱.۶	۱.۸
B-۳	۱.۶	۲.۱	۱.۶	۱.۸
C-۱	۰.۴	۱.۹	۱.۹	۰.۵
C-۲	۱.۷	۲.۲	۱.۵	۱.۳
C-۳	۲.۳	۲.۲	۱.۶	۱.۳

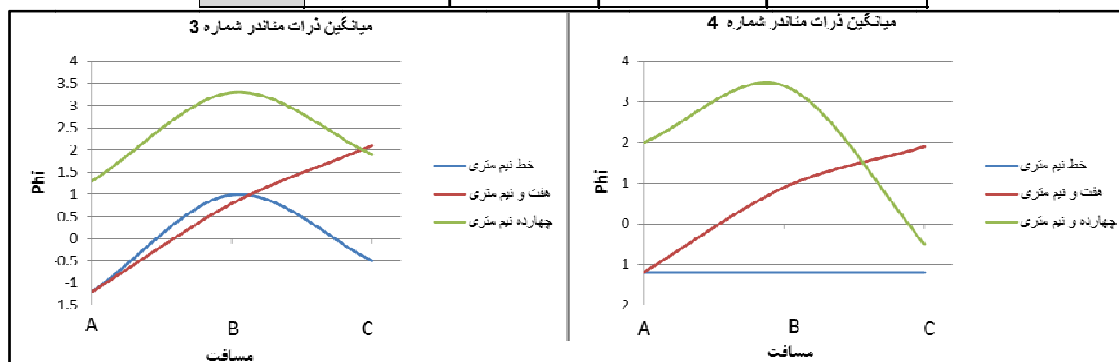


شکل (۶) نمودار میانگین اندازه ذرات مئاندر اول و دوم.

میانگین اندازه ذرات مئاندر سوم و چهارم (شکل ۷ و جدول ۴) پس از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی با فاصله‌ی خط نیم متری ساحل رودخانه (خط آبی)، برای مئاندر سوم $Phi-0.3$ (گرانول و بالاتر از گرانول) و مئاندر چهارم $Phi-0.4$ (گرانول و بالاتر از گرانول)، برای خط هفت و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر سوم $Phi 1.6$ (ماسه درشت) و مئاندر چهارم $Phi 1$ (ماسه درشت) و برای خط چهارده و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر سوم $Phi 1.1$ (ماسه درشت) و مئاندر چهارم صفرفی ($Phi 0$) (ماسه متوسط) می‌باشد.

جدول (۴) مقدار میانگین ذرات و نرخ جوردگی برای نقاط نمونه گیری شده در متاندر سوم و چهارم.

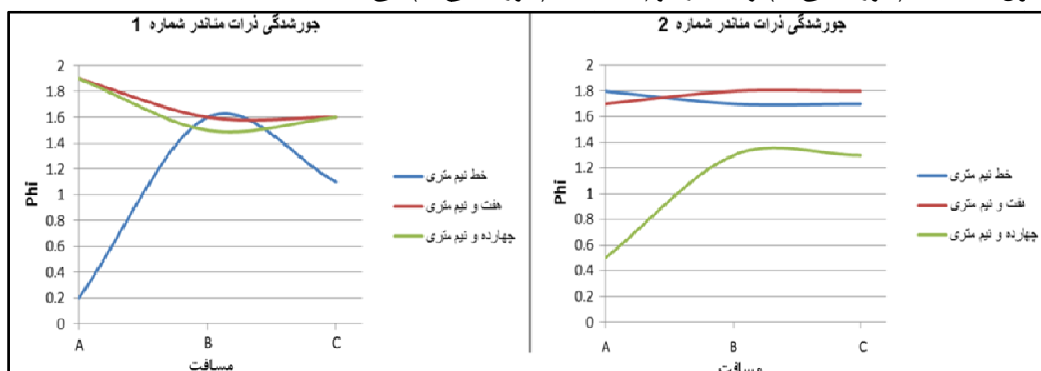
محل نمونه گیری	میانگین متاندر (۳) phi	میانگین متاندر (۴) phi	جوردگی متاندر (۴) phi	جوردگی متاندر (۳) phi
A-۱	-۱.۲	-۱.۲	۰.۶	۰.۲
A-۲	-۰.۹۹	-۱.۲	-۰.۱	-۰.۹
A-۳	-۰.۵	۱.۲	-۰.۱	۱
B ۱	-۱.۲	-۱.۲	۰.۷	۰.۲
B-۲	۰.۸	۰.۹	۰.۸	۱.۱
B-۳	۲.۱	۱.۹	۱.۵	۰.۸
C-۱	۱.۲	۲	۱.۵	۰.۶
C-۲	۲.۲	۳.۴	۱.۶	۰.۹
C-۳	۱.۹	-۰.۵	۱.۲	۰.۴



شکل (۷) نمودار میانگین اندازه ذرات متاندر سوم و چهارم.

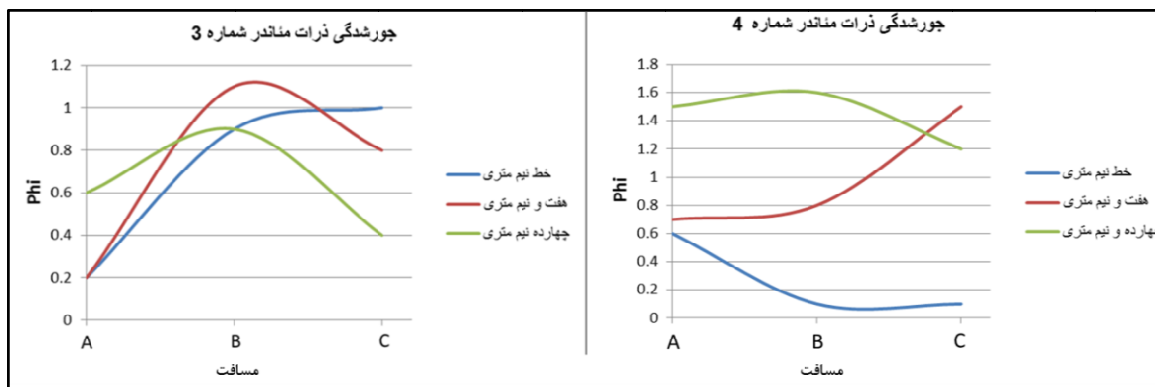
جوردگی ذرات

جوردگی در ذرات متاندر اول و دوم (شکل ۸) در پیش از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی با فاصله‌ی خط نیم متری ساحل رودخانه (خط آبی)، در سه نقطه آغاز (A1)، مرکز (A2) و پایان متاندر (A3) برای متاندر اول Phi ۱.۳ (جوردگی بد) و متاندر دوم Phi ۱.۳ (جوردگی بد)، برای خط هفت و نیم متری از ساحل رودخانه برای متاندر اول Phi ۱.۵ (جوردگی بد) و متاندر دوم Phi ۱.۶ (جوردگی بد) و برای خط چهارده و نیم متری از ساحل رودخانه برای متاندر اول Phi ۱.۴ (جوردگی بد) و متاندر دوم Phi ۱.۶ (جوردگی بد) می باشد.



شکل (۸) نمودار جورشدگی ذرات مئاندر اول و دوم.

جورشدگی در ذرات مئاندر سوم و چهارم (شکل ۸) در پیش از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی با فاصله‌ی خط نیم متری ساحل رودخانه (خط آبی)، در سه نقطه آغاز (A1)، مرکز (A2) و پایان مئاندر (A3) برای مئاندر سوم 0.3Φ (جورشدگی بسیار خوب) و مئاندر چهارم 0.9Φ (جورشدگی متوسط)، برای خط هفت و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر سوم 0.9Φ (جورشدگی متوسط) و مئاندر چهارم 0.8Φ (جورشدگی متوسط) و برای خط چهارده و نیم متری از ساحل رودخانه برای مئاندر سوم 0.7Φ (جورشدگی خوب متوسط) و مئاندر چهارم 0.9Φ (جورشدگی متوسط) می‌باشد.



شکل (۹) نمودار جورشدگی ذرات مئاندر سوم و چهارم.

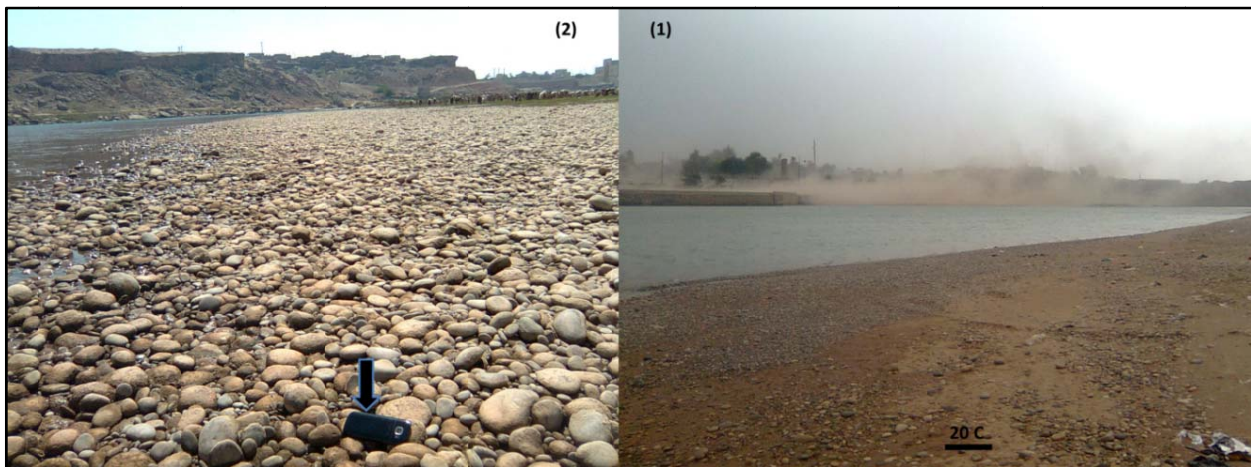
بحث

در ارتباط با فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه مورد مطالعه، سه شاخص ژئومورفیکی به منظور سنجش فعالیت‌های زمین ساختی مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن‌ها به شرح زیر می‌باشند:

- ۱- شاخص نیمرخ طولی رودخانه: در این شاخص پنج تغییر شیب عمده به دست آمد که چهارتای آن‌ها در ارتباط مستقیم با گسل‌های منطقه می‌باشند، بطوریکه در بازه (۱۳۰۰ تا ۸۳۰۰ متری) رودخانه هیچ‌گونه تغییر سطح اساسی نمایان نیست، اما در بازه ۸۳۰۰ تا ۱۳۰۰۰ متری (در محل گسل‌ها) یعنی تنها در فاصله ۴.۷ کیلومتری، سطح اساس رودخانه پنج متر افت را نشان می‌دهد که نشانی از عملکرد گسل‌ها می‌باشد (شکل ۴).
- ۲- شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان (SMF): این شاخص برای منطقه مورد مطالعه دارای مقدار ۱.۲ می‌باشد، بنابراین منطقه مورد مطالعه در رده مناطق دارای فعالیت زمین ساختی بالا قرار می‌گیرد.
- ۳- شاخص سینوسیته رودخانه (S): کمترین و بیش‌ترین این شاخص برای مئاندرهای منطقه مورد مطالعه بین شاخص ۱.۱ تا ۲.۱ در نوسان می‌باشد و میانگین آن برای هفت مئاندر مورد بررسی شاخص ۱.۵ می‌باشد. این شاخص همچنین برای مئاندرهای (C تا F) که در محدوده تاقدیس شوشتر و اطراف خطوط گسلی قرار دارند کمتر از ۱.۵ می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۵). کم بودن این شاخص برای مئاندرهای منطقه به ویژه مئاندرهای که در محدوده تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی قرار دارند نشان از فعالیت زمین ساختی بالا در این منطقه می‌باشد.

در ارتباط با پویا بودن زمین ساخت و تأثیر مستقیم و غیرمستقیم آن بر میانگین اندازه ذرات و جورشدگی رسوبات در منطقه مورد مطالعه، با یک مقایسه در رسوبات اندازه‌گیری شده در پیش از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی و پس از آن می‌توان فهمید که: میانگین اندازه رسوبات در پیش از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی از 0.4Φ (ماسه بسیار درشت) تا 2.1Φ (ماسه متوسط) در نوسان می‌باشد که میانگین آن برای کل ۱۸ نمونه مورد بررسی پیش از تاقدیس شوشتر،

Phi ۱.۴ یعنی ماسه درشت می باشد. همین طور میانگین جوردگی برای این بخش از Phi ۱.۳ (جوردگی بد) تا Phi ۱.۶ (جوردگی بد) در نوسان می باشد که میانگین کل جوردگی آن Phi ۱.۴ (جوردگی بد) (شکل ۱۰ شماره ۱) است. در صورتی که در متاندرهای پس از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی، میانگین اندازه ذرات از Phi ۰.۴ - (گرانول و بالاتر از گرانول) تا Phi ۱.۶ (ماسه درشت) در نوسان می باشد که میانگین آن برای کل ۱۸ نمونه مورد بررسی پس از تاقدیس شوشتر، Phi ۰.۵ یعنی ماسه بسیار درشت می باشد (شکل ۱۰ شماره ۲). این افزایش اندازه ذرات در متاندرهای پس از خطوط گسلی را می توان به شیب تند ایجاد شده به وسیله خطوط گسلی نسبت داد (شکل ۴). به طوری که در خط نیم متری از ساحل رودخانه در شش نمونه برداشت شده از هر دو متاندر، اسکلت گراولی^۱ تشکیل شده است (شکل ۱۰ شماره ۲). همین طور میانگین جوردگی برای این بخش از Phi ۰.۳ (جوردگی بسیار خوب) تا Phi ۰.۹ (جوردگی متوسط) در نوسان می باشد، که میانگین کل جوردگی آن Phi ۰.۷۵ (جوردگی متوسط) نیز می باشد. دلیل بالا بودن جوردگی و تشکیل اسکلت گراولی و رسوبات درشت تر، پایداری انرژی بالا به سبب شیب ایجاد شده به وسیله خطوط گسلی است (شکل ۴)، به طوری که شیب بستر ایجاد شده به وسیله خطوط گسلی، سبب افزایش تنش برشی بستر می شود که به تبع آن، حمل مواد ریزتر و انتقال آن ها و برجا گذاشتن رسوبات سنگین تر و درشت تر (بريج، ۱۳۸۷:۱۷۲) و در نتیجه باعث افزایش میزان جوردگی و میانگین اندازه ذرات می شود (بريج، ۱۳۸۷:۱۴۳). این فرایند، جوردگی بالا و افزایش میانگین اندازه ذرات را در نمونه های برداشت شده پس از تاقدیس شوشتر و خطوط گسلی را اثبات می کند. رسوبات دارای جوردگی خوب به صورت لایه ای قابل تفکیک و با تخلخل بالا، مشخص می شوند (لوویس و مک کونچی، ۱۳۸۲: ۱۷۲) (شکل ۱۰ شماره ۲).



شکل (۱۰) عکس شماره (۱)، جوردگی بد رسوبات (مقیاس عکس ۲۰ سانتی متر)، عکس شماره (۲) اسکلت گراولی آزاد رودخانه کارون با نرخ جوردگی بالا (فلش یک تلفن همراه را که مقیاس عکس می باشد را نشان می دهد).

نتیجه گیری

رودخانه کارون در طول مسیر خود در استان خوزستان از تاقدیس شوشتر و همچنین سیستم گسلی آن گذر می کند. به منظور بررسی تاثیر زمین ساخت فعال بر میانگین ذرات و نرخ جوردگی در بازه مورد مطالعه ابتدا سه شاخص ژئومورفیکی شامل: شاخص نیمرخ طولی رودخانه، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان و ضریب سینوسیته رودخانه، به منظور سنجش فعالیت های زمین ساختی مورد بررسی قرار گرفت که نتیجه آن ها، اثبات پویا بودن حرکات زمین ساختی در منطقه با شاخص فعالیت بالا می باشند. سپس تعداد ۳۶ نمونه از رسوبات رودخانه ای در چهار متاندر به ترتیب: ۱۸

^۱Free Gravel Skelton نام دارند (گراول هایی که ماسه از میان آنها حمل یا حذف شده، اسکلت گراولی آزاد

نمونه (دو مئاندر) پیش از تاقدیس شوشتر و سیستم گسلی، و ۱۸ نمونه (دو مئاندر) پس از تاقدیس شوشتر و سیستم گسلی آن، نمونه‌برداری شد و مورد بررسی قرار گرفت. نتایج آنالیز و تحلیل آماری و نموداری این بررسی نشان می‌دهد که در هر چهار مئاندر، خط نیم متری از ساحل رودخانه دارای بالاترین نرخ جورشدگی و اندازه ذرات نسبت به دو خط نمونه‌گیری هفت و نیم متری و چهارده و نیم متری می‌باشد، که میزان جورشدگی و اندازه ذرات در دو مئاندر پس از خطوط گسلی بیشتر دیده می‌شود. بطوریکه در دو مئاندر پیش از سیستم گسلی میانگین اندازه ذرات و نرخ جورشدگی (خط هفت و نیم متری از ساحل) به ترتیب: 0.7 Phi (ماسه بسیار درشت) و 1.6 Phi (جورشدگی بد) و برای دو مئاندر پس از سیستم گسلی، 0.2 Phi - (گرانول و بالاتر از گرانول) و 0.6 Phi (جورشدگی خوب متوسط) می‌باشد. در کل، برای هر سه خط نمونه‌گیری در پیش از سیستم گسلی، مقدار میانگین ذرات و جورشدگی به ترتیب 1.4 Phi (ماسه درشت) و 1.4 Phi (جورشدگی بد) و برای نمونه‌های پس از سیستم گسلی نیز 0.5 Phi (ماسه بسیار درشت) و 0.7 Phi (جورشدگی متوسط) می‌باشد. بنابراین، نتیجه‌گیری این پژوهش نشان می‌دهد در رسوبات مئاندری رودخانه کارون در شمال شهرستان شوشتر، بین زمین ساخت و میانگین اندازه ذرات و نرخ جورشدگی، رابطه مستقیم وجود دارد.

منابع

- بریج، جان اس، ۱۳۸۷، ترجمه، رضائی مقدم، محمدحسین و مهدی تقی، **رودخانه‌ها و دشت‌های سیلابی**، انتشارات سمت، تهران.
- جی ریچارد، ریچارد، استانلی. ای. شوم و دیوید ای. سودن، ترجمه، احمد معتمد، ۱۳۷۹، **ژئومورفولوژی (جلد سوم)** فرایندهای دامنه‌ای، آبراهه‌ای، ساحلی و بادی، انتشارات سمت، تهران.
- پیر وای، جولین، ترجمه، فرهودی، جواد و اسمعیلی ورکی، ۱۳۸۹، **فرسایش و رسوب‌گذاری**، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- لوویس، داگلاس دبلیو، دیوید مک کونچی، ترجمه، سید رضا موسوی حرمی و اسدالله محبوبی، ۱۳۸۲، **رسوب‌شناسی کاربردی**، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی تهران، تهران.
- سلیمانی، شهریار، ۱۳۷۸، **رهنمودهای درباره شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با "نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه شناسی"**، چاپ نخست، انتشارات بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- مقیمی، ابراهیم، ۱۳۸۸، **اکوزئومورفولوژی و حقوق رودخانه**، چاپ نخست، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- موسوی حرمی، رضا، ۱۳۸۹، **رسوب‌شناسی**، چاپ دوازدهم، انتشارات آستان قدس رضوی. مشهد.
- مقصودی، مهران و حمید کامرانی دلیر، ۱۳۸۷، **ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها مطالعه موردی رودخانه تجن**، مجله پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۶، صص. ۵۵-۳۷.
- مددی، عقیل، رضائی مقدم، حسین و عبدالحمید رجایی، ۱۳۸۴، تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکی با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، دوره دوم، شماره ۴۸.
- نوجوان، محمدرضا و قاسم خسروی، ۱۳۸۸، **شواهد ژئومورفولوژیک و زمین‌شناختی تکتونیک جنبا در جلگه خوزستان در رابطه با مدل تحول ناهمواری‌های زاگرس چین خورده**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۴، صص ۱۱۱.
- رجبی، معصومه و شهرام روستایی، ۱۳۸۵، تحلیل فعالیت‌های نئو تکتونیکی در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات آلاداغ در شمال شرقی ایران، مجله جغرافیا و توسعه، پائیز و زمستان ۸۵.
- روستایی، شهرام و هادی نیبری، ۱۳۸۹، **تحلیل کمی لیتولوژی و تکتونیک بر پروفیل طولی رودخانه در حوضه آبریز رودخانه مهاباد**، جغرافیا و توسعه سال ۱۳۹۰، شماره ۲۴، صص. ۱۳۷ - ۱۵۳.

- رستمی زاده، قاسم، رضا موسوی حرمی و اسد الله محبوبی، ۱۳۸۶، شناسایی فرایندهای موثر در پیوستگی رسوبی و تغییرات بافتی در رسوبات رودخانه ای حوضه آبریز بیداوز- شرق اسفراین، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۳ شماره ۱، صص ۷۵-۸۵.
- صداقت، محمود، ۱۳۸۳، منابع و مسائل آب ایران، چاپ پنجم، انتشارات پیام نور، تهران.
- کردوانی، پرویز، ۱۳۸۷، منابع و مسائل آب ایران (آبهای سطحی و زیرزمینی و مسائل بهره برداری از آنها)، جلد نخست، چاپ نهم، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- گورابی، ابوالقاسم و احمد نوحه گر (۱۳۸۶)، شواهد ژئومرفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز در که، مجله پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۰، صفحه ۱۹۶-۱۷۷.
- Bull, W. B, MCFaden, L. D, 1977, *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, annual geomorphology symposium, State university of New Yourk, PP. 115 – 138.*
- Franklin T. Heitmuller; Paul F. Hudson, 2009, *Downstream trends in sediment size and composition of channel bed, bar and bank deposits related to hydrologic and lithologic controls in the Llano River watershed, central Texas, USA, Geomorphology 112 (2009), pp. 246 - 260.*
- Surian, Nikolas, 2002, *downstream variation in grain size along an Alpine river: Analysis of controls and processes, Geomorphology, pp. 137 - 149.*
- Moussavi – Harami Reza, M, Khanhebad, A. mahboubi, 2004, *Analysis of controls on downstream fining along three gravel-bed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran, Geomorphology, pp. 143 - 153.*
- Thompsona, D. M., Wohla, E. E. and Robert D Jarrettb, 1999, *Velocity reversals and sediment sorting in pools and riffles controlled by channel constrictions, Geomorphology, Vol. 27, PP. 229-241.*
- Moussavi-Harami, R, Mahboubi, A, and M Khanehbad, 2004, *Analysis of controls on downstream fining along three gravel-bed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran, Geomorphology, Vol. 61, PP 143 – 153.*
- Goudie, A, Anderson, M, Burt, T, Lewin, J, Richards, K, Whalley, B, and Peter Worsley, 2005, *Geomorphological Techniques, Second Edition, Routledge, London.*
- Keller, Edward, A., Pinter, Nicholas, 1996, *Active tectonics, Prentice Hall publisher, New Jersey, PP 338.*