

## تحلیل فرآیندهای مورفودینامیکی موثر در عمیق‌شدگی آبراه‌های جلگه جنوب غربی دریای خزر، مطالعه موردی: رودخانه‌های لیسار، کرکانرود و سفارود در استان گیلان

زهرا حاجی کریمی<sup>۱\*</sup>، سیاوش شایان<sup>۲</sup>، مجتبی یمانی<sup>۳</sup>، رضا خوش‌رفتار<sup>۴</sup>، هژیر محمدی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، دانشیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس

<sup>۲</sup>استاد ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشگاه تهران، <sup>۳</sup>استادیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان،

<sup>۴</sup>کارشناس ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۹۷/۶/۲۵؛ تاریخ پذیرش: ۹۸/۱/۳

### چکیده

با توجه به وقوع همزمان بالآمدگی البرز و فرونشست صفحه اقیانوسی خزر و تغییرات تراز آب دریای خزر، شرایط پیچیده‌ای را در سطح جلگه از لحاظ رسوبگذاری و حفر مجرا شاهد هستیم. به دلیل مورفولوژی ناهمگون مناطق ساحلی، تأثیر نوسانات دریای خزر در تمام مناطق ساحلی یکسان نیست. مسأله تحقیق آن است که بستر رودخانه‌های منتهی به خط ساحلی خزر عمیق‌شدگی قابل توجهی را نشان می‌دهد. از جمله هدفهای اصلی این تحقیق، بررسی ارتباط میزان کف‌کنی رودخانه‌ها با نوسان‌های آب دریای خزر، مورفوتکتونیک البرز و عوامل انسانی است. برای دستیابی به این هدف از داده‌های دبی و رسوب، نوسان‌های تراز آب، مدل رقومی ارتفاعی منطقه با توان تفکیک ۱۲/۵ متر به همراه عکس‌های هوایی، تصاویر گوگل ارث، مطالعات کتابخانه‌ای و میدانی مورد استفاده قرار گرفته است. برای شناخت نحوه عملکرد و میزان اثرگذاری فعالیت‌های نوزمین‌ساخت و تحلیل نیمرخ‌های طولی و عرضی رودخانه‌ها از شاخص‌های ژئومورفیک استفاده شد؛ و به منظور بررسی روند کف‌کنی رودخانه‌های مورد مطالعه از کوهستان تا خط ساحل، مقایسه تحلیلی نیمرخ‌های طولی و عرضی و مطالعه نمودارهای تاریخی نوسانات آب دریای خزر انجام گرفت و با بهره‌گیری از استدلال استقرائی تحلیل‌ها انجام شد. نتایج حاصل از شاخص‌های مورفوتکتونیک و مشاهدات میدانی و بررسی نیمرخ‌های عرضی رودخانه‌ها، نشان داد که در برخی نیمرخ‌ها علاوه بر بالآمدگی البرز، سایر عوامل از جمله عامل انسانی و نوسانات دریا و فرونشست تکتونیکی در عمیق‌شدگی بستر رودخانه‌ها نقش داشته‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** ژئومورفولوژی ساحلی، تغییرات سطح اساس خزر، مورفوتکتونیک، جلگه خزر، حفر رودخانه‌ای

### مقدمه

رودخانه‌ها از مهم‌ترین اشکالی هستند که نسبت به فعالیت‌های تکتونیکی واکنش نشان می‌دهند. گسل‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی می‌توانند آثاری چون، انفصال یا انحراف در مسیر رود، تغییر الگو، تشکیل رودهای متروک و تغییر و تحول اشکال ژئومورفیک درون و حاشیه رودخانه ایجاد کنند (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۰۲). حفر رودخانه یکی از مهم‌ترین چهره‌های سطح زمین است که در فرسایش نقش

داشته و دره‌ها، کانیون‌ها، اشکال نیک پوینت در مجراها را به وجود آورده است. به طور کلی میزان حفر رودخانه به بالآمدگی، شیب، مقدار دبی و مقاومت متفاوت سنگ بستر ارتباط دارد (ویپل و توکر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۹؛ فوجز<sup>۳</sup>، ۲۰۱۳). تغییرات در میزان فرسایش ناشی از تغییرات اقلیم و عرضه رسوب<sup>۴</sup>، منجر به مراحل مختلف حفر رودخانه می‌شود. در وضعیت

2. Whipple & Tucker  
3. Fuchs  
4. Sediment Supply

\*نویسنده مسئول: hajikarimi@gmail.com

پایدار<sup>۱</sup>، رودخانه‌ها و حوضه‌های زهکشی آنها در وضعیت تعادل قرار دارند و به عنوان یک سیستم یکپارچه شناخته می‌شوند. اما عدم تعادل<sup>۲</sup> بین رودخانه و حوضه‌های زهکشی‌شان می‌تواند توسط حوادث مهم اتفاق بیفتد که به‌طور ناگهانی میزان تخلیه و یا عرضه رسوب را تغییر می‌دهد. شرح چگونگی حفر بستر رودخانه در پاسخ به چنین فرآیندهایی یک موضوع مهم ژئومورفولوژیک محسوب می‌شود (لیانگ<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۵: ۲۰۳). پرشدگی رسوبی در دره‌های حفرشده مصب رودخانه‌ها، تاریخچه کاملی از رسوبات کواترنر پسین و تحولات ژئومورفیک این محیط‌های ساحلی را در پاسخ به سیستم‌های کنترلی مانند نیروهای هیدرودینامیکی، تغییرات سطح دریا، عرضه رسوبی، تکتونیک، فضای انباشتگی<sup>۴</sup> و ژئومورفولوژی پیشین را در خود حفظ و نگهداری می‌کند (بوید<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۶ به نقل از کلمنت<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۳). فرآیندهای فعال توسط عوامل مختلفی موجب تحول لندفرم‌های ساحلی می‌شوند. این فرآیندها اغلب در غالب سیستم‌های مورفوژنیک (مورفودینامیک) مورد بررسی قرار می‌گیرند (شورت<sup>۷</sup> به نقل از برد<sup>۸</sup>، ۲۰۱۳: ۱۳). جیاکینیا<sup>۹</sup> و همکاران (۲۰۱۲) شواهد ژئومورفیک تکتونیک فعال را در منطقه سیراآلهامینا<sup>۱۰</sup> در جنوب شرق اسپانیا مورد بررسی قرار دادند و نتایج نشان از فعال بودن این منطقه از نظر تکتونیک در طی دوران پلیوستوسن، هولوسن و حال حاضر بوده است. آمبیلی و نارایاما<sup>۱۱</sup> (۲۰۱۳) به بررسی تأثیر تکتونیک در نیمرخ‌های طولی رودخانه چالیار<sup>۱۲</sup> و آبراهه‌هایش در جنوب غربی هند پرداختند و اظهار نمودند که بی‌ثباتی زیاد در شاخص تعقر بدست آمده از رودخانه

چالیبر و آبراهه‌هایش، نقش تکتونیک را در حفر حال حاضر رودخانه را نشان می‌دهد. شوماخر<sup>۱۳</sup> و همکاران (۲۰۱۸) در مقاله‌ای به بررسی نقش عوامل انسانی و اقلیم در حفر دره در دوره هولوسن در پیشانی جنوبی بوک<sup>۱۴</sup> در شمال مجارستان پرداختند و نتیجه گرفتند که حفر دره در بعد از دوره پلیستوسن، به زمانهای کوتاه مدت، با شرایط آب و هوایی شدید در طی اوایل دوره هولوسن تا اواسط هولوسن محدود می‌شد. فعالیت‌های انسانی به حفر اولیه دره کمک نمی‌کرد. با این وجود، به نظر می‌رسد فعالیت‌های انسانی فرسایش خاک را در حوضه‌های آبخیز در شاخه‌های شماره ۱ افزایش داده است. کامرانی دلیر (۱۳۸۸) به بررسی نقش تغییرات سطح اساس در ژئومورفولوژی بستر رودخانه‌ها در محدوده دلتای سفیدرود پرداخته است. او به این نتیجه رسید که نوسانات کوتاه مدت تراز آب دریای خزر، بازه‌های نزدیک به مصب (حدود ۵ کیلومتر) را تحت تأثیر قرار می‌دهد از طرفی بالا آمدگی البرز در سرشاخه‌ها و تا حدود ۱۰ کیلومتری بعد از خروج کوهستان تأثیرگذار است. عمادالدین (۱۳۹۲) به بررسی تغییر سطح اساس نکارود تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر و زمین ساخت البرز پرداخت. او به این نتیجه رسید که عمیق‌شدگی رودخانه نکا در نزدیکی مصب، تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر و بالا آمدگی البرز است درحالی که در خروجی رودخانه بعد از کوهستان، عامل بالا آمدگی البرز نقش دارد. کریمی و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس با استفاده از شاخص‌های مورفوژنیک پرداختند و این نتیجه رسیدند که تکتونیک در شمال غرب حوضه تأثیر بیشتری در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه داشته است. هدف این پژوهش، شناخت ارتباط تغییرات سطح اساس دریای خزر، بر خاستگی البرز و فعالیت‌های انسانی در عمیق‌شدگی آبراهه‌ها در سطح جلگه ساحلی است. گسل آستارا، یکی از گسل‌های

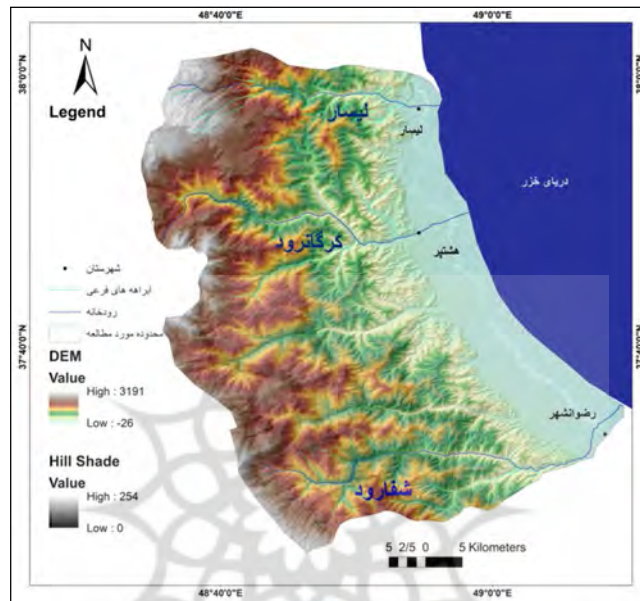
1. Steady state
2. Disequilibrium
1. Liang
2. Accommodation Space
3. Boyd
4. Clement
5. Short
6. Bird
7. Giaconia
8. Sierra Alhamilla
9. Ambili& Narayana
10. Chaliyar

11. Schumacher

12. Bükk foreland

کرده است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۵: ۷). تغییر سطح تراز آب دریای خزر به لحاظ مدیریت بحران و کاهش ریسک مخاطرات حاصل از آن بسیار مهم است و مطالعه و پیش‌بینی نوسانات سطح تراز دریای خزر می‌تواند برای جلوگیری از بروز مخاطرات آتی بسیار موثر واقع شود.

شمالی- جنوبی است که در ژئومورفولوژی ناحیه نقش بزرگی داشته است و وقوع زلزله‌های تاریخی مخرب در اطراف این گسل بر اهمیت آن افزوده است. به طوریکه بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه مورد مطالعه و مناطق اطراف در فاصله ۱۰۰ کیلومتر از آن نشان می‌دهد که پهنه مزبور از نظر لرزه زمین‌ساختی به شدت لرزه‌خیز بوده و تاریخچه پرمخاطره‌ای را طی



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

کششی به وجود آمده است که نتیجه آن فرونشست شدید در این حوضه به ویژه در بخش مرکزی خزر جنوبی است (پالوسکا و همکاران، ۱۳۷۱: ۶۹). کوه‌های البرز سالانه حدود ۸ میلی‌متر بالاآمدگی و کرانه‌های بخش جنوبی خزر سالانه حدود ۴ میلی‌متر فرونشینی دارند (بنکویتز، ۱۹۷۶ به نقل از پالوسکا و همکاران، ۱۳۷۱: ۷۲).

### مواد و روش‌ها

این پژوهش بر پایه روش استدلال استقرایی و مقایسه‌ی تحلیلی متغیرهای موثر بر تغییر جلگه ساحلی استوار است و نقش چند عامل موثر شناخته شده در عمیق‌شدگی آبراهه‌ها (عامل سطح اساس دریا، تکتونیک و عامل انسانی) بررسی شده و طی آن داده‌های آماری و تصویری مورد تجزیه و تحلیل قرار

آنچه مهم است این است که از دیدگاه بهره- برداری‌های انسانی و اهداف مدیریت ساحلی سطوح جلگه خزر در معرض تهدید و ناپایداری قرار دارند و به نظر می‌رسد پایداری سازه‌ها، پل‌ها، اراضی زراعی و سکونتگاهی پیرامون آبراهه‌ها و مدیریت منطقه ساحلی در درازمدت وابسته به این موضوع است. محدوده مورد مطالعه در استان گیلان، از شهرستان رضوانشهر تا شمال شهرستان تالش، در البرز غربی و در کوه‌های تالش واقع شده است که ۳ حوضه رودخانه‌های لیسار، کرگانرود و سفارود را دربرمی‌گیرد. محدوده مورد مطالعه، بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷ درجه و ۲۵ دقیقه تا ۳۸ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۸ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۱۰ دقیقه شرقی واقع شده است (شکل ۱). منطقه خزر جنوبی طی ۵ میلیون سال گذشته در یک میدان

در ارتفاعات ۱۰-، ۵، ۳۰ متر، کنیک<sup>۴</sup> (خط تغییر شیب) و کوهستان تعیین گردید. سپس برای هر رودخانه بصورت جداگانه ۵ نیمرخ عرضی در نرم افزار Arc GIS 10.1 ترسیم گردید. در نهایت تمام نیمرخ‌های عرضی رودخانه‌ها در شرایط یکسان ارتفاعی نظیر به نظیر با یکدیگر مقایسه و سپس تحلیل‌های لازم روی آنها صورت گرفت. در تحلیل نیمرخ‌های عرضی، از نتایج شاخص‌های ژئومورفیک استفاده گردید. در مطالعه تکنیک فعال، وضعیت تکتونیکی حوضه‌های مورد مطالعه و تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها<sup>۵</sup> با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک بررسی شده و حین انجام پژوهش با عملیات میدانی نسبت به تطبیق نتایج بدست آمده از منابع اطلاعاتی، ابزارها، مدل‌ها و یافته‌های تحقیق با واقعیات زمینی اقدام گردید. در تحلیل نیمرخ‌های عرضی رودخانه‌ها<sup>۶</sup> و تشخیص میزان حفرشدگی مجراها، از نتایج شاخص‌های ژئومورفیک استفاده گردید. با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لایه گسل و سازندهای تشکیل‌دهنده بستر رودخانه استخراج شده و بدین ترتیب می‌توان محل دقیق تقاطع رودخانه با گسل‌های مدفون و سازند بستر رودخانه را شناسایی نمود. برای کنترل مراحل انجام کار و شناسایی آثار و شواهد گسل‌ها در این نقاط از تصاویر ماهواره‌ای لندست و Google earth استفاده گردید. جهت آگاهی از میزان فعالیت تکتونیکی، از ۷ شاخص ژئومورفیک استفاده شده که عبارتند از: ۱- انتگرال هیپسومتریک (Hi)<sup>۷</sup> - ۲- شاخص سینوسی جبهه کوهستان<sup>۸</sup> (Smf) - ۳- نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره<sup>۹</sup> (Vf) - ۴- شاخص گرادیان رودخانه<sup>۱۰</sup> (SI) - ۵- عدم تقارن حوضه زهکشی<sup>۱۱</sup> (Af) - ۶- شاخص تقارن توپوگرافی<sup>۱۲</sup> (T) - ۷- شاخص پیچ و

گرفتند. در این پژوهش، داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، Dem منطقه، تصاویر گوگل ارث<sup>۱</sup>، تصاویر لندست، عکس‌های هوایی و داده‌های دبی و رسوب رودخانه‌ها (بین سال‌های ۹۰-۱۳۴۵) از سازمان تحقیقات طرح جامع آب کشور دریافت و با پردازش آماری، دبی و رسوب زائی آن بررسی شد و مطالعات کتابخانه‌ای و میدانی مورد استفاده قرار گرفته است. نیمرخ‌های عرضی رودخانه همواره راهنمای خوبی برای شناسایی میزان قدرت حفر و دوره‌های فرسایشی محسوب می‌گردند و با اندازه‌گیریهای دقیق می‌توان از تاریخچه و رخدادهای گذشته و فرآیندهای تأثیرگذار بر آنها پرده‌برداری نمود. در یک برش عرضی از مجرای رودخانه می‌توان عمق و تعداد پادگانه‌های موجود و بافت عناصر تشکیل‌دهنده آن را بدست آورد. به همین منظور ابتدا مختصات جغرافیایی تقاطع منحنی‌های میزان و رودخانه‌های مورد مطالعه از روی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلخال- رضوانشهر و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و تصاویر گوگل ارث به طور دقیق استخراج و به دستگاه جی‌پی‌اس یا سیستم موقعیت یاب جهانی<sup>۲</sup> منتقل گردید. سپس به منظور مقایسه علمی و جامع از نیمرخ‌های عرضی بدست آمده از رودخانه‌های مورد مطالعه، با مراجعه مستقیم به منطقه و توسط دستگاه GPS موقعیت نیمرخ‌ها شناسایی گردید و ضمن عکسبرداری از منطقه مورد نظر، مشخصات نیمرخ عرضی آن نقطه ثبت شد. همچنین در عملیات میدانی تعدادی از لندفرم‌های ژئومورفیک از جمله پادگانه‌ها، لس‌ها و غیره شناسایی شده و توسط دستگاه GPS ثبت موقعیت گردید. سپس نقاط مارک شده توسط دستگاه GPS، از طریق برنامه مپ سورس<sup>۳</sup> وارد محیط GIS گردید. به منظور شناسایی و مقایسه بهتر و دقیقتر از فرایندهای تأثیرگذار در تغییر و تحول رودخانه‌های مورد مطالعه، برای هر ۳ رودخانه به طور مشابه ۵ منحنی ارتفاعی

4. Knick  
5. Longitudinal Profiles  
6. Cross Profiles  
7. Hypsometric Integral  
8. Mountain front sinuosity  
9. Valley floor width - to - height ratio  
10. Stream-Length gradient Index  
11. Asymmetry Factor  
11. Transverse Topographic Symmetry Factor

1. Google earth  
2. GPS  
3. Map source

رودخانه‌های سفارود و کرگانرود و لیسار از خروجی کوهستان تا خط ساحل دریا به ترتیب عبارتند از ۱۱/۸، ۶/۵، ۴/۵ کیلومتر. کاهش طول آبراهه‌ها با وسعت جلگه از شرق به غرب جلگه جنوب غربی خزر رابطه مستقیم دارند. در رودخانه‌های شرقی گیلان که طول آبراهه بیشتری دارند انرژی حاصل از پیشروی و پسروی آب در طول بازه تقسیم می‌گردد و فاصله بیشتری از بازه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد در صورتیکه در رودخانه‌های لیسار و کرگانرود و سفارود که فاصله کوهستان به دریا نزدیکتر است انرژی حاصل از پیشروی و پسروی دریا در همان مصب رودخانه است و به بازه‌های بالاتر راه پیدا نمی‌کند. در مناطق غربی سواحل جنوبی خزر (لیسار، کرگانرود و سفارود) با توجه به فاصله بسیار کوتاه ارتفاعات تا ناحیه کم‌ژرفای دریایی<sup>۳</sup> رودخانه‌های این قسمت از رسوبات دانه‌درشت گراولی برخوردار بوده که گاهی بروز سیلاب در رودخانه‌ها موجب فرسایش خاک‌های جنگلی و آورد رسوبی درشت‌دانه طی مسیر حمل به خط ساحلی می‌گردد در شرق گیلان (از جمله رودخانه‌های پلرود و شلمانرود) عمدتاً رودخانه‌ها دارای مسیرهای پریچ و خم می‌باشند، فاصله ارتفاعات تا خط ساحلی زیاد است و نوع رسوبات در مناطق ساحلی بیشتر از ترکیب ماسه‌ای با اندازه‌های مختلف می‌باشد. افزایش عمق بستر مجراها در سطح جلگه ساحلی از مشرق به مغرب، نتیجه تفاوت طول آبراهه در سطح جلگه و نوسانات دوره‌ای سطح آب دریای خزر در طی دوره هولوسن بوده است. طول آبراهه‌ها از سمت شرق به غرب دلتا کاهش می‌یابد. بنابراین عمیق‌شدگی بستر با طول رودخانه در این ناحیه رابطه معکوس پیدا می‌کند. با تجزیه و تحلیل نیمرخ‌های طولی و عرضی رودخانه‌های مورد مطالعه، مشخص می‌گردد که در رودخانه‌های لیسار و کرگانرود حدود ۵ متر افت بستر یا به عبارت دیگر عمیق‌شدگی را نشان می‌دهد. این میزان افت بستر در رودخانه‌های سفارود حدوداً ۸ متر است. نکته قابل توجه در مجراهای مورد بررسی کاهش ضریب خمیدگی مجرای رودخانه از

خم رودخانه اصلی<sup>۱</sup> (S). در آخر از ترکیب نتایج شاخص‌های مورد بررسی از یک شاخص واحد به نام (Iat)<sup>۲</sup> جهت تجزیه و تحلیل نهایی تکتونیکی منطقه استفاده شده است، به طوریکه برای محاسبه این شاخص، از بین ۷ شاخص محاسبه شده در منطقه مورد مطالعه، تعداد ۶ شاخص که دارای کلاس‌بندی بودند انتخاب گردید. در سالهای اخیر تحقیقات زیادی در این زمینه صورت گرفته و روش‌های جدیدی برای استخراج نیمرخ طولی و عرضی به کار رفته‌اند که استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (Dem) یکی از آنهاست. در این پژوهش با استفاده از Dem با توان تفکیک ۱۲/۵ متر در نرم‌افزار ARC GIS 10.1، تحلیل کمیت‌های توپوگرافی و الگوی زهکشی رودخانه، شیب و نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها ترسیم و تفسیر گردیده و سپس نیمرخ‌های طولی با یکدیگر مقایسه شدند (حاجی کریمی و همکاران، ۱۳۹۷).

### یافته‌های پژوهش

**تحلیل ارتباط تراز دریا و الگوی آبراهه‌های منتهی به خط ساحلی و عمیق‌شدگی آبراهه‌ها:**  
سطح آب دریای خزر در نتیجه تغییرات اقلیمی و سایر عوامل، نوسان داشته است. این نوسان‌ها به طور مستقیم و غیرمستقیم در الگو و رفتار رودخانه‌های منتهی به آن تأثیرگذار بوده است (یمانی و همکار، ۱۳۸۹: ۶۱). با صرف نظر از علل و عوامل موثر در نوسان آب دریای خزر باید آنرا بعنوان سطح مبنای رودخانه‌های موجود در جلگه جنوبی دریای خزر در نظر بگیریم و بدانیم که با هر بار پیشروی و پسروی رفتار و الگوی مجرای رودخانه‌ها دستخوش تغییر و تحول می‌گردد (یمانی و همکار، ۱۳۸۹: ۶۷). رودهای شرق جلگه گیلان طولانی‌تر ولی شیب منطقه ساحلی کمتر است اما در قسمت غرب جلگه گیلان رودها کوتاه‌تر و شیب منطقه ساحلی بیشتر است. طول

1. River Sinuosity

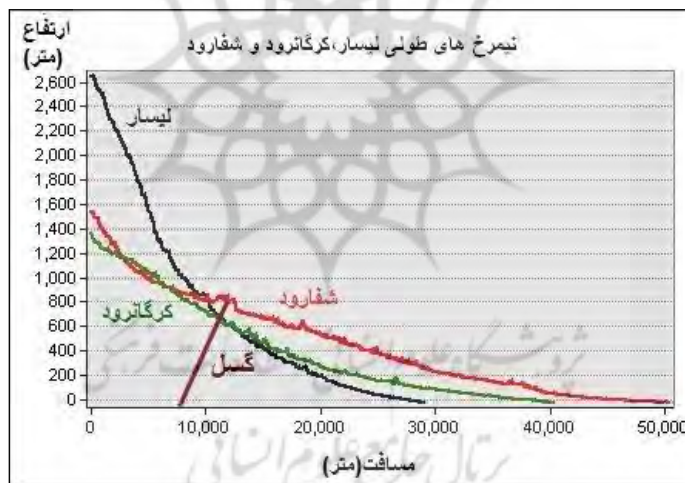
13. Index of Relative Active Tectonic

3. Near Shore Zone

و شیب آبراهه اصلی است. مشخصات طول و شیب آبراهه اصلی رودخانه‌ها در جدول (۱) ارائه شده است که با استفاده از Dem منطقه با توان تفکیک ۱۲/۵ متر بدست آمده است. لازم به یادآوری است که به علت تداخل ارزش پیکسل‌ها در محل تنگه‌ها، ارزش‌های آنها در هم ترکیب شده و ارزش‌های جدیدی ایجاد می‌کنند. به همین جهت در ترسیم نیمرخ‌های طولی رودها این پیکسلها باعث بالا رفتن ارزش‌ها در برخی نقاط منحنی می‌گردد و نیمرخ طولی را به سمت بالا هدایت می‌کنند، وگرنه مسلم است که نیمرخ طولی رودخانه همواره باید سیر نزولی داشته باشد. محل‌های بالا رفتن ارزش پیکسلها در نیمرخ‌های ترسیمی چک شد و اغلب با محل تنگه‌ها و دره‌های عمیق انطباق دارند. در شکل (۲) مقایسه نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها مشاهده می‌گردد.

سمت شرق گیلان به سمت غرب و شمال غرب گیلان می‌باشد. به طوری که در لیسار ۱/۱ بدست آمد. مجرای رودخانه‌های مورد مطالعه تقریباً دارای الگوهای مشابهی هستند که تنها در بعضی از بازه‌های آن با یکدیگر تفاوت دارند، بر اساس تقسیم‌بندی شوم (۱۹۸۱)، لثولسد و ولمن (۱۹۵۷)، بریرلی و فریرس (۲۰۰۵) و غیره در مورد مجرای انواع رودخانه‌ها، بررسی تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، عملیات میدانی و بررسی نیمرخ طولی رودخانه‌های منطقه، متوجه می‌شویم که اساساً الگوی رودخانه شفارود به صورت سینوسی و رودخانه‌های کرگانرود و لیسار به صورت مستقیم است.

**تحلیل نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های مورد مطالعه:** با رسم نیمرخ طولی می‌توان تغییرات ارتفاعی بستر رودخانه و تغییرات شیب آن را بهتر بررسی کرد. یکی از عوامل موثر و مهم در زمان تمرکز حوضه، طول



شکل ۲: مقایسه نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های لیسار، کرگانرود و شفارود

جدول ۱: میزان شیب و طول آبراهه اصلی رودخانه‌ها

رودخانه	طول آبراهه اصلی (km)	طول آبراهه از خروجی کوهستان تا خط ساحل (km)	شیب ناخالص آبراهه اصلی /٪	وسعت حوضه‌ها (Km <sup>2</sup> )
لیسار	۲۹	۴	۹/۸	۲۳۳
کرگانرود	۳۹	۶	۴/۲	۶۱۳
شفارود	۵۰	۱۱	۴/۰۷	۳۴۹

رودخانه کرگانرود دارای الگوی مستقیم می‌باشد. اما دارای شیب و ارتفاع بیشتری نسبت به رودخانه‌های

شکل نیمرخ لیسار به ویژه در بالادست نیمرخ، حالت محدب و برجسته دارد. رودخانه لیسار همانند

**شاخص انتگرال هیپسومتریک (Hi):** انتگرال هیپسومتریک یک حوضه به وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. یک را ساده را برای برآورد سریع انتگرال هیپسومتریک رابطه (۱) می‌باشد:

حداقل ارتفاع - حداکثر ارتفاع / حداقل ارتفاع -

ارتفاع متوسط حوضه = انتگرال هیپسومتریک

این شاخص در سه کلاس زیر طبقه‌بندی می‌شود. کلاس ۱: مقادیر عددی بزرگ‌تر از  $(Hi \geq 0.5)$  بیانگر توپوگرافی جوان، کلاس ۲: مقادیر عددی متوسط  $(0.5 > Hi \geq 0.4)$  بیانگر توپوگرافی بالغ، کلاس ۳: مقادیر عددی کمتر از  $(Hi < 0.4)$  بیانگر توپوگرافی پیر می‌باشد (همدونی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی استرالز (۱۹۵۲) نیز در سه کلاس زیر طبقه‌بندی می‌شود. کلاس ۱:  $Hi < 30$  و کلاس ۲:  $30 \leq Hi \leq 60$  و کلاس ۳:  $Hi > 60$ . در این مطالعه ارتفاع بیشینه و کمینه به طور مستقیم از نقشه توپوگرافی و ارتفاع متوسط حوضه نیز از میانگین ۵۰ نقطه ارتفاعی که به صورت رندم و تصادفی از Dem حوضه بدست آمده بود، محاسبه گردید. با بررسی صورت گرفته میزان انتگرال هیپسومتریک در حوضه های لیسار ( $Hi=0/49$ )، کرگانرود ( $Hi=0/48$ ) و شفارود ( $Hi=0/47$ ) بدست آمد که با توجه به تقسیم‌بندی همدونی و همکاران و استرالز، بیانگر توپوگرافی بالغ در این حوضه‌ها است.

**شاخص سینوسی جبهه کوهستان (smf):** این شاخص توسط بول (۱۹۷۷) تعریف گردید و به صورت رابطه (۲) محاسبه می‌گردد:

$$\text{Smf} = \text{Lmf} / \text{Ls} \quad \text{رابطه ۲:}$$

در این رابطه، Smf شاخص سینوسی جبهه کوهستان، Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست مشخص شیب (کنیک) و LS طول خط مستقیم جبهه کوهستان را نشان می‌دهند. میزان فعالیت‌های تکتونیکی منطقه مورد

کرگانرود، شفارود است. در نیمرخ طولی رودخانه شفارود همانند لیسار و کرگانرود، شکل نیمرخ به خصوص از ابتدای نیمرخ تا کنیک تقریباً حالت محدب دارد که تنها در مناطق فعال تکتونیکی چنین شکلی وجود دارد. در این قسمت گسل‌های فراوانی مشاهده می‌گردد. اما در مصب این رودخانه، دارای عمیق‌شدگی وسیع‌تری نسبت به رودخانه‌های لیسار و کرگانرود می‌باشد، که ناشی از وجود یک حوضه فرونشینی در نزدیکی گودال جنوبی دریای خزر است که رودخانه شفارود در این منطقه واقع شده و تحت تأثیر این فرونشینی تکتونیکی قرار دارد. شاید علت اصلی فروافتادگی بیشتر منحنی طولی رودخانه شفارود به سمت پایین‌دست، همین امر باشد. علت بالاآمدگی نیمرخ، در ارتفاع ۸۰۰ تا ۹۰۰ متری به علت گسل خوردگی، از جمله گسل شفارود و علت بالاآمدگی ناگهانی و افزایش شیب در ارتفاع ۱۵۰ تا ۲۰۰ متری نیمرخ طولی شفارود، به نظر می‌رسد که به علت وجود کنیک و پیشانی کوهستان در این نقطه می‌باشد. در رودخانه شفارود  $S=1/28$  است، که برپایه طبقه‌بندی بریرلی و فریرس (۲۰۰۵) دارای الگوی سینوسی پایدار است. با توجه به یافته‌های آدامز (۱۹۸۰<sup>۱</sup>) در جایی که کج‌شدگی رو به پایین (فرونشست) وجود دارد سینوسیته نسبتاً بالاست، که این در مورد رودخانه شفارود صادق است.

**تأثیرات مورفوتکتونیک در عمیق‌شدگی آبراهه‌ها:** پیدایش کوه‌ها و برخاستن تدریجی قله باعث می‌شود سطح اساس رودخانه نسبت به حالت تعادلی اولیه خود پایین رفته و حفر بیشتری در ارتفاعات صورت گیرد. البرز در اواخر دوره ترشیاری و ابتدای دوره کواترنری نوسانات شدید داشته و ارتفاع قله آن به تدریج افزایش یافته است در همین حال رودخانه‌ها متناسب با هر مرحله برخاستن قله‌ها، بستر را بیشتر حفر کرده‌اند. با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک وضعیت نوزمین‌ساخت و تأثیر آن بر عمیق‌شدگی آبراهه‌ها مشخص گردید:

همدونی و همکاران، ۲۰۰۷). در حوضه لیسار شاخص  $Vf=0/56$  بدست آمد که طبق تقسیم‌بندی کلر و پینتر، جزء مناطق بسیار فعال و در کلاس‌بندی ارائه شده از همدونی، جزء مناطق با فعالیت متوسط قرار دارد. در حوضه کرگانرود شاخص  $Vf=0/27$  بدست آمد و در حوضه سفارود  $Vf=0/12$  است که طبق تقسیم‌بندی کلر و پینتر و همچنین در کلاس‌بندی ارائه شده از همدونی، جزء مناطق بسیار فعال شناسایی گردیدند. بنابراین این دره‌ها از نوع V شکل می‌باشند که در پاسخ به حرکات قائم و جوان ایجاد شده‌اند.

**شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL):** این شاخص به صورت رابطه (۴) بیان می‌شود:

$$\text{رابطه ۴: } SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

SL: شاخص گرادیان طولی رودخانه؛  $\Delta H$ : اختلاف ارتفاع ارتفاع در یک مقطع مشخص؛  $\Delta L$ : فاصله افقی در آن مقطع مشخص؛ L: طول رودخانه از نقطه مرکزی مقطع اندازه‌گیری شده تا سرچشمه رودخانه است. این شاخص بر اساس روش (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸) به صورت زیر رده بندی گردید (جدول ۲).

جدول ۲: رده بندی شاخص SL (منبع: همدونی و همکاران، ۲۰۰۸)

رده	SL
۱	$(SL \geq 500)$
۲	$(300 \leq SL < 500)$
۳	$(SL < 300)$

در حوضه لیسار  $SL = 1167/13$ ، در حوضه کرگانرود  $SL = 627/29$  و در حوضه سفارود  $SL = 640$  محاسبه گردید که طبق تقسیم بندی همدونی و همکاران، هر سه حوضه جزء کلاس ۱ یعنی مناطقی با فعالیت نو زمین‌ساختی شدید قرار دارند.

**عدم تقارن حوضه زهکشی (Af):** شاخص (Af) از رابطه (۵) به دست می‌آید:

$$\text{رابطه ۵: } Af \cdot Af = (Ar/At) \cdot 100$$

مطالعه بر اساس شاخص (sfm) به دو روش ارائه شده است: روش اول: بسیارفعال (میزان  $sfm = 1/6 - 1/2$ ) در کلاس ۱، با فعالیت متوسط ( $1/8 - 3/4$ ) در کلاس ۲ و غیرفعال ( $2 - 7$ ) در کلاس ۳ (بول و مک‌فادن، ۱۹۷۷). روش دوم: بسیارفعال ( $sfm < 1/1$ ) در کلاس ۱، با فعالیت متوسط ( $1/1 < sfm < 1/5$ ) در کلاس ۲ و غیرفعال ( $sfm > 1/5$ ) در کلاس ۳ (بول و مک‌فادن، ۲۰۰۸). در حوضه لیسار ( $Sfm = 2/17$ ) که طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی بول و مک‌فادن، این حوضه را جزء مناطق با فعالیت متوسط و بر اساس کلاس‌بندی همدونی و همکارانش در کلاس ۳، یعنی جزء مناطق غیرفعال است. در حوضه کرگانرود شاخص ( $Sfm = 1/53$ ) که طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی بول و مک‌فادن، جزء مناطق بسیار فعال و بر اساس کلاس‌بندی همدونی و همکارانش در کلاس ۲، یعنی مناطقی با فعالیت متوسط جای می‌دهد. بنابراین بر اساس این شاخص حوضه کرگانرود دارای بالآمدگی<sup>۲</sup> می‌باشد. در حوضه سفارود شاخص ( $Sfm = 2/69$ ) و طبق تقسیم‌بندی ارائه شده از سوی بول و مک‌فادن، جزء مناطق با فعالیت متوسط و بر اساس کلاس‌بندی همدونی و همکارانش در کلاس ۳، یعنی مناطق غیرفعال است.

**نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن (VF):** این شاخص توسط بول و مک‌فادن (۱۹۷۷) تعریف گردید و به صورت رابطه (۳) محاسبه می‌گردد:

$$\text{رابطه ۳: } Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

در رابطه فوق Vf نسبت عرض به ارتفاع دره، vfw پهنا (عرض) دره، Eld و Erd به ترتیب ارتفاع خط تقسیم آب در قسمت راست و چپ دره، Esc ارتفاع کف بستر دره می‌باشد. میزان فعالیت‌های تکتونیکی منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص (Vf) به دو روش ارائه شده است: روش اول: بسیار فعال ( $Vf < 1$ )، با فعالیت متوسط ( $1 < Vf < 2$ ) و غیرفعال ( $Vf > 2$ ) (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). روش دوم: بسیارفعال ( $Vf \leq 0.5$ )، با فعالیت متوسط ( $0/5 \leq Vf < 1$ ) و غیرفعال ( $Vf \geq 1$ )

1. Bull & Mcfadden  
2. Uplift



(۶) تعریف می‌شود (کلر و پینتر، ۱۹۹۶ به نقل از گورابی، ۱۳۹۵:۱۳۲).

$$T=Da/Dd \quad \text{رابطه ۶:}$$

در این رابطه،  $T$ : شاخص تقارن توپوگرافی عرضی.  $Da$ : فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (رودخانه اصلی).  $Dd$ : فاصله خط میانی حوضه تا خط تقسیم آب می‌باشد.

مقادیر  $Da$  و  $Dd$ ، با رسم مقاطع عرضی از مسیر رودخانه از خروجی تا سرچشمه هر رودخانه اندازه‌گیری شد و از مجموع این اندازه‌گیری‌ها میانگین گرفته شد تا عدد به دست آمده نماینده و بیان‌کننده کل مسیر رودخانه باشد. مقدار شاخص  $T$  در حوضه لیسار (۰/۱۹)، در حوضه کرگانرود (۰/۲۰) و در حوضه شفارود (۰/۴۰) می‌باشد که هر سه حوضه در کلاس ۲ قرار دارند.

**شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی (S):** این شاخص به صورت رابطه (۷) تعریف می‌شود:

$$S=C/V \quad \text{رابطه ۷:}$$

$S$ : شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی؛  $C$ : طول رودخانه و  $V$ : طول دره رودخانه به خط مستقیم است. با توجه به مقادیر به دست آمده از این شاخص بر حوضه‌های آبریز رودخانه‌های مورد مطالعه (جدول ۳)، می‌توان گفت که رودخانه‌ها هنوز به حالت تعادل نرسیده‌اند و پیچ و خم رودخانه‌ها کم و حالت خطی دارند و نیروهای درونی و زمین‌ساختی هنوز هم در تحول شکل‌زایی منطقه نقش بسزایی دارند.

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی؛  $At$ : مساحت حوضه در سمت راست آبراهه اصلی در جهت پایین رود؛  $At$ : مساحت کل حوضه زهکشی می‌باشد. هرگاه مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر بالآمدگی خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر از ۵۰ نشان‌دهنده عملکرد بالآمدگی در ساحل سمت راست و مقدار کمتر از ۵۰، بالآمدگی را در ساحل سمت چپ را نشان می‌دهد، که موجب انحراف کلی رودخانه به سمت ساحل راست حوضه زهکشی می‌گردد (هری و گاردنر، ۱۹۸۵). در حوضه لیسار شاخص  $Af=49/96$  بدست آمد که حاکی از نئوتکتونیک فعال و بالآمدگی در سمت چپ رودخانه است. در حوضه شفارود شاخص  $Af=68/73$  است که حاکی از بالآمدگی در سمت راست رودخانه است و بر اساس کلاس‌بندی ارائه شده توسط همدونی و همکارانش، حوضه لیسار و شفارود جزء مناطق غیر فعال معرفی می‌شود. در حوضه کرگانرود شاخص  $Af=42/8$  است که حاکی از نئوتکتونیک فعال و بالآمدگی در سمت چپ رودخانه است و بر اساس کلاس‌بندی ارائه شده توسط همدونی و همکارانش، حوضه کرگانرود جزء مناطق با فعالیت متوسط معرفی است.

**شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T:** این شاخص نامتقارن بودن را در قسمتهای مختلف دره رودخانه را نشان می‌دهد (کاکس، ۱۹۹۴:۵۷۴) و به صورت رابطه

جدول ۳: شاخص سینوسیته رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه

رودخانه	طول رودخانه C (m)	طول دره V (m)	سینوسیته رودخانه اصلی S
کرگانرود	۳۹۲۸۲/۶۶	۳۱۳۲۴/۱	۱/۲
لیسار	۳۴۱۲۸	۳۰۶۲۷/۰۷	۱/۱۱
شفارود	۵۰۴۳۹/۴۵	۴۰۱۴۴/۴۶	۱/۲

$IAT$ : شاخص فعالیت‌های نسبی تکتونیک؛  $S$ : مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده؛  $N$ : تعداد شاخص‌های محاسبه شده، شاخص به وسیله میانگین کلاس‌های مختلف شاخص‌های ژئومورفیک ( $s/n$ ) به دست می‌آید و براساس مقدار به دست آمده از

شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیک (IAT) و وضعیت ژئودینامیک منطقه: شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیک از رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$IAT=S/N \quad \text{رابطه ۸:}$$

آشفشانی که موید فروانش بلوک خزر جنوبی باشد، در اطراف این بلوک به دست نیامده است (فروودی، ۱۳۸۹). بر اساس "نقشه مناطق مستعد زلزله ایران ناشی از فعالیت گسل‌ها" (بربریان، ۱۹۷۶)، منطقه آستارا تحت تأثیر شدید این‌گونه فعالیت‌ها معرفی شده است؛ چنانچه ارتباط بزرگی زلزله‌های ناشی از فعالیت گسل‌ها، براساس حرکت سطحی ۵۰ درصد طول گسل تعریف شده است. شتاب امواج لرزه زا با استفاده از رابطه تجربی طول گسل و شدت مطلق زمین لرزه احتمالی، با بهره‌گیری از گسلش سطحی گسل آستارا، قابل استناد خواهد بود (سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۳:۱۳۲). با استناد به این نتایج و نتایج حاصل از شاخص‌های بدست آمده از این پژوهش، فعال بودن منطقه مورد مطالعه از نظر دینامیک نیروهای درونی مورد تأیید می‌باشد.

(s/n) و بر اساس تقسیم‌بندی همدونی و همکاران، به چهار کلاس تقسیم می‌گردد، که در این تقسیم‌بندی کلاس ۱ با فعالیت بسیار بالای نئوتکتونیک (1.5<lat<1)، کلاس ۲ با فعالیت نئوتکتونیک بالا (2<lat<1.5)، کلاس ۳ با فعالیت نئوتکتونیک متوسط (2.5<lat<2) و کلاس ۴ با فعالیت نئوتکتونیک کم (2.5<lat) مشخص می‌شوند. نتایج حاصل از شاخص‌های مورفوتکتونیک حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول (۴) ارائه گردیده است. با توجه به فشار فوق‌العاده‌ای که از طریق کمربندهای فعال تکتونیک اطراف بر بلوک خزر جنوبی حاکم است و ژئودینامیک بلوک خزر جنوبی (حرکت سالیانه ۱۷-۱۳ میلی‌متر به سمت غرب و ۱۰-۸ میلی‌متر به سمت شمال (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) و حرکت به سمت شمال غربی سالیانه به میزان  $2 \pm 6$  میلی‌متر (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، هیچ‌گونه آثار و شواهدی از کمر بند

جدول ۴: نتایج حاصل از شاخص‌های مورفوتکتونیک حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

نام حوضه	smf	vf	Af	Sl	Hi	T	lat	کلاس	فعالیت زمین ساختی
لیسار	۲/۱	۰/۵۶	۴۹/۹۶	۱۱۶۷/۱۳	۰/۴۹	۰/۱۹	۲/۱	۳	متوسط
کرگانرود	۱/۵۳	۰/۲۷	۴۲/۸	۶۲۷/۲۹	۰/۴۸	۰/۳۰	۱/۸	۲	زیاد
شفارود	۲/۶۹	۰/۱۲	۶۸/۷۳	۶۴۰	۰/۴۷	۰/۴۰	۱/۶	۲	زیاد

کرگانرود بسیار بیشتر از حد مجاز است، عریض شدن رودخانه در مصب آن از جمله آثار برداشت بی‌رویه مصالح است و برداشت مصالح رودخانه به خصوص در مصب رودخانه و نوار ساحلی موجب تغییرات بسیاری در مورفولوژی رودخانه شده است. پائین افتادن سطح اساس رودخانه، در نتیجه افزایش شیب و به تبع آن افزایش سرعت و قدرت جریان موجب فعال بودن کنش کف و فرسایش دیواره‌های به‌ویژه در بخش انتهایی مسیر است. اگر منطقه را به سه بخش پایین‌دست (ساحلی) و میانی و بالادست (کوهستانی) تقسیم کنیم می‌توان گفت در محدوده ساحلی (نیمرخ‌های ۱ و ۲) عامل انسانی و به ویژه نوسانات دریا در حفرشده‌گی بستر در این نیمرخ‌ها، اثرگذاری بیشتری داشته است (شکل ۴)، به طوریکه میزان افت

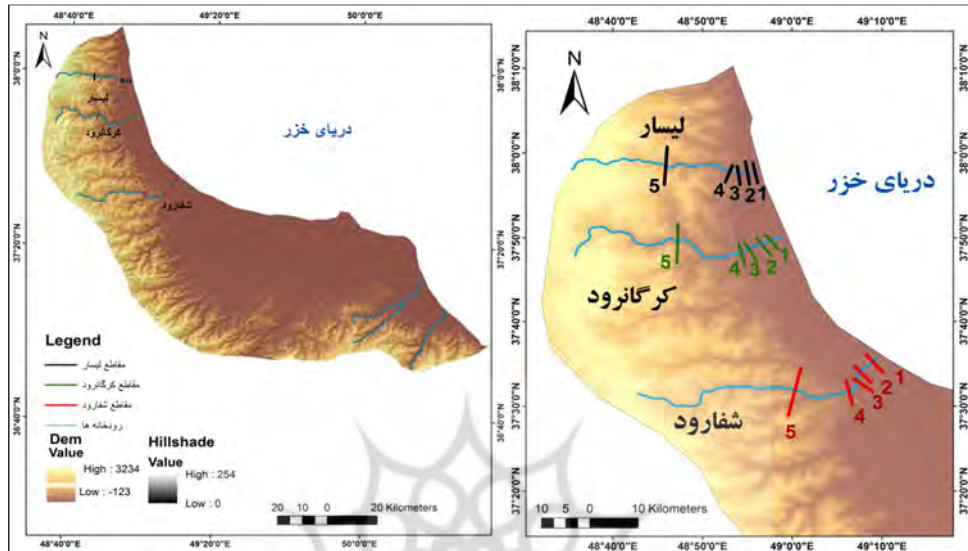
### تحلیل نیمرخ‌های عرضی رودخانه‌ها در ارتباط با عمیق‌شدگی آبراهه‌ها

نتیجه‌گیری و تحلیل از نیمرخ‌های عرضی شفارود، لیسار و کرگانرود: در این بخش، برای هر ۳ رودخانه به‌طور مشابه ۵ منحنی ارتفاعی در ارتفاعات (۱۰، ۵، ۳۰ متر، کنیک و کوهستان) تعیین گردید. در شکل (۳) موقعیت نیمرخ‌های عرضی هر سه رودخانه مورد بررسی مشاهده می‌گردد.

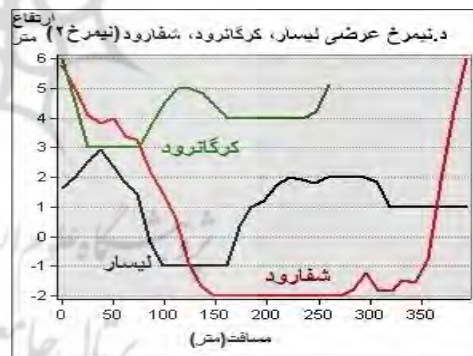
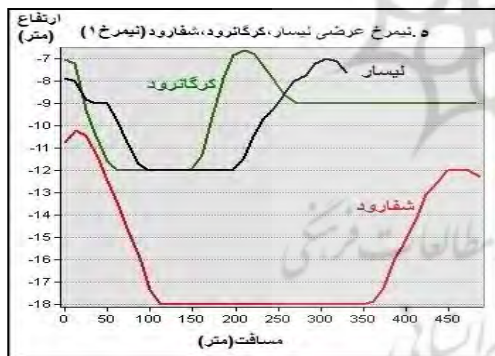
رودخانه‌های لیسار و کرگانرود با توجه به اینکه فاصله کمی از کوهستان تالش تا دریا دارند به نظر می‌رسد در محدوده ساحل بیشتر تحت تاثیر نوسانات تراز آب دریای خزر قرار داشته باشد و مجرای آن در نزدیکی ساحل عمیق‌تر می‌باشد. اما از طرفی دیگر از آنجایی که مقادیر برداشت مصالح از رودخانه لیسار و

بودن شرایط فرسایش بیشتر، بستر عریض تر و پهن تری می باشد. در محدوده کنیک و به سمت بالاتر و کوهستان (نیمرخ های ۴ و ۵) لیسار و کرگانرود و شفارود، عامل تکتونیک تأثیرگذار بوده است (شکل ۵).

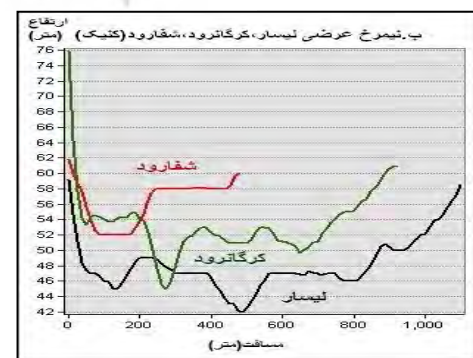
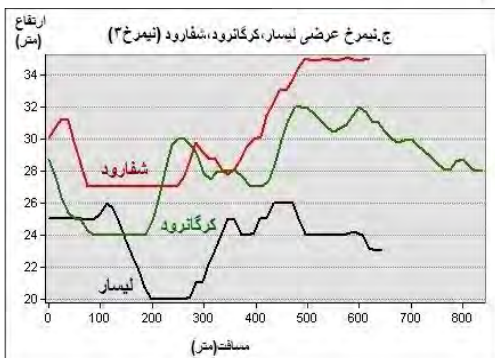
بستر در نزدیکی مصب رودخانه های لیسار و کرگانرود تقریباً به یک میزان (۵ متر) محاسبه گردید که نشان دهنده تأثیر بیشتر نوسانات دریا نسبت به عامل انسانی در این قسمت می باشد. در نیمرخ ۳ شفارود نسبت به نیمرخ های ۳ لیسار و کرگانرود به علت فراهم

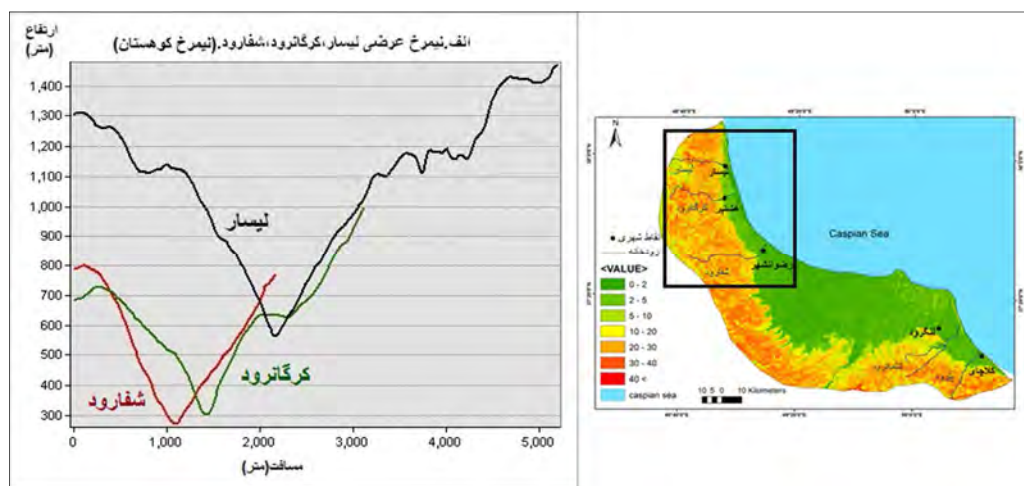


شکل ۳: موقعیت نیمرخ های عرضی (نیمرخ های ۱ تا ۵) رودخانه های مورد مطالعه



شکل ۴: مقایسه نیمرخ های عرضی لیسار، کرگانرود و شفارود (نیمرخ های ۱ و ۲)

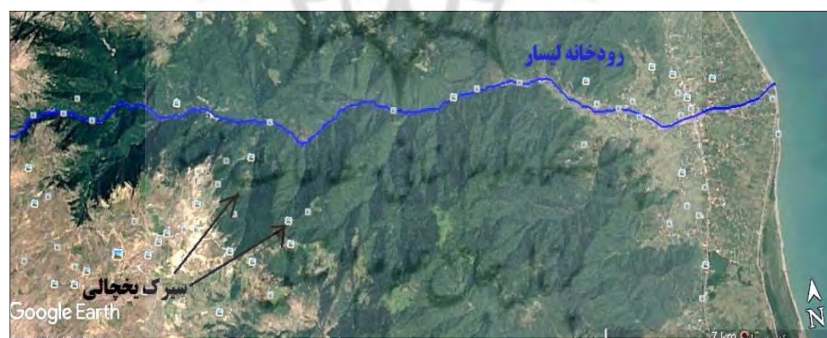




شکل ۵: مقایسه نیمرخ‌های عرضی لیسار، کرگانرود و شفارود (نیمرخ‌های ۳ و ۴ و ۵)



الف) سنگهای سرگردان و قطعات درشت در نیمرخ ۱ رودخانه لیسار



ب) نمونه‌ایی از سیرک‌های یخچالی در یال شرقی در ارتفاعات ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متری دره لیسار  
شکل ۶: شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی در ارتفاعات تالش

پایین‌رونده (کف کنی) آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهای تکتونیکی فعال است. در محدوده لیسار و کرگانرود، دره‌های بالادست وسیع و هموار بوده و نیمرخ عرضی U دارد و به سمت پایین دست، دره رود شکل V می‌شود به طوری‌که از پهنای آن کاسته و بر عمق آن افزوده می‌شود. این تغییر مورفولوژی دره،

با توجه به نتایج بدست آمده از شاخص (vf) و با استناد به تحقیقات پالوسکا و دگنز، بالاآمدگی منطقه تالش و آستارا و فعال بودن نیروهای درونی و نقش گسل تالش را در لیسار و کرگانرود نشان می‌دهد. دره‌ها در این نیمرخ‌ها حالت V شکل دارند. این دره‌های عمیق V شکل ( $vf < 1$ ) نشان‌دهنده برش

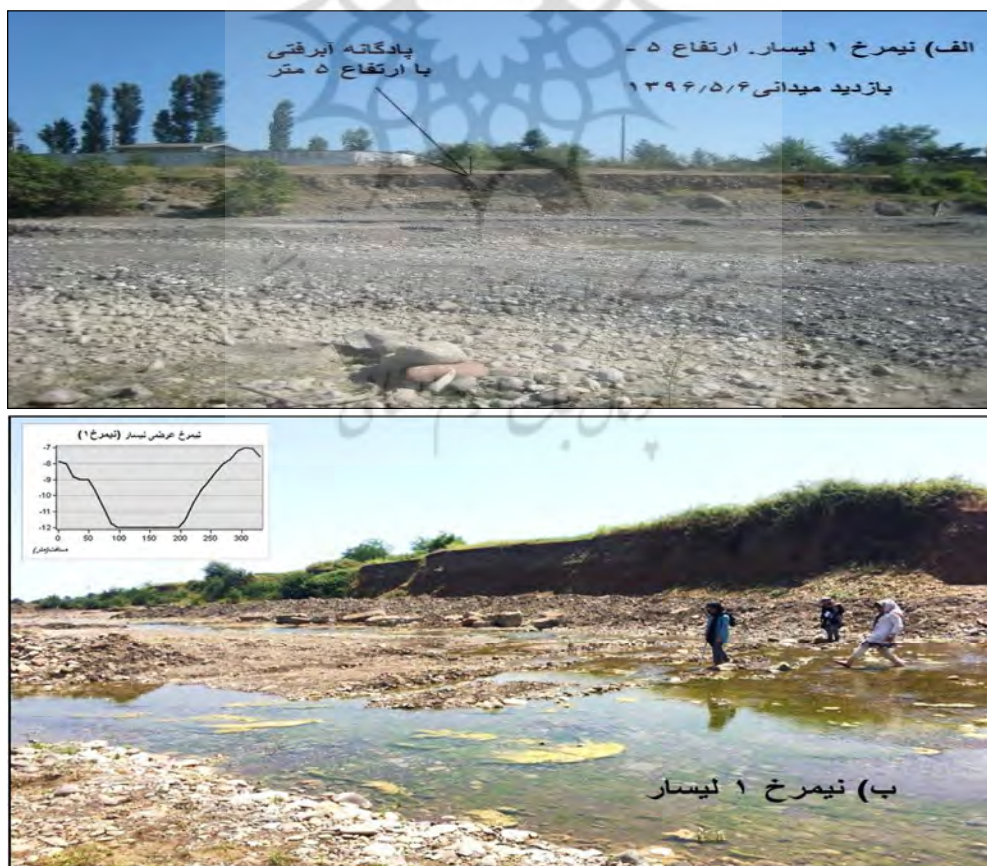
فرونشست تکتونیکي خزر مشاهده میشود. پس انتظار میرود در نزدیک ساحل، عمیقتر باشد. اما از طرف دیگر از آنجا که طول رودخانه شفارود از کنیک تا ساحل دریا بیشتر از کرگانرود و لیسار بوده است؛ لذا به نظر می‌رسد عمیق شدگی بستر در این قسمت باید کمتر باشد. اما بررسی نیمرخ‌های عرضی ۱، میزان افت بستر رودخانه شفارود را از کرگانرود و لیسار، بیشتر نشان می‌دهد به طوریکه در شفارود تقریباً به میزان ۸ متر و در لیسار و کرگانرود حدوداً ۵ متر است. با مقایسه نیمرخ‌های عرضی ۱ و ۲ این سه رودخانه، عمیق‌تر و عریض‌تر بودن بستر شفارود و بیشتر بودن فرسایش کاوشی در دیواره‌های آن و کم‌ارتفاع بودن کف بستر شفارود را نشان می‌دهد (شکل ۴). به طور کلی بستر رودخانه شفارود در تمام نیمرخ‌ها (بجز نیمرخ کوهستان)، عریض‌تر از دو رودخانه دیگر می‌باشد. به نظر می‌رسد به علت فرونشست تکتونیکي موجود در ناحیه بندر انزلی و نزدیک منطقه شفارود طول نفوذ آب به هنگام پیشروی دریا بیش‌تر از سایر مناطق بوده است. از طرفی، به هنگام پسروی آب دریا، منطقه بیشتری از شفارود از زیر آب بیرون آمده است. بنابراین میزان اختلاف شیب حاصل از تغییرات سطح آب دریای خزر ناحیه شفارود بیشترین تغییرات را از خود می‌بایست نشان دهد به همین دلیل بستر این رودخانه عمیق‌تر از دو رودخانه دیگر است. در منطقه شفارود به رغم حاکمیت فرونشست تکتونیکي در منطقه ساحلی، اما در کنیک تحت حاکمیت فرآیند رودخانه‌ای بوده و تقطیع مخروطه‌افکنه‌ها نمایان است؛ به طوریکه دره‌ها به علت بالاتر بودن شاخص  $(smf=2/6)$  نسبت به کرگانرود و لیسار و غیرفعال بودن تکتونیک، شکل پهن‌تر و عریض‌تری به خود گرفته است (شکل ۵). طبق بررسی‌هایی که مقصودی و همکار (۱۳۹۱) در روی مخروطه‌افکنه‌ها انجام دادند، چنانچه مقدار بالاراندگی پیشانی کوهستان مساوی یا کمتر از مقدار حفر عمقی جریان رودخانه در نواحی منشأ کوهستان باشد، در رأس مخروطه‌افکنه حفر عمقی اتفاق می‌افتد و رسوبگذاری به قاعده یا پایین دست مخروطه‌افکنه انتقال می‌یابد و در نتیجه سطوح

نشان‌دهنده حفر قائم رودخانه، تحت تأثیر تکتونیک و نیز فرسایش شدید آبراهه‌ای پس از مرحله یخچالی بوده است. این دره‌های وسیع U شکل نمونه بارز دره‌های یخچالی است؛ که اکثراً در کف آنها تحت تأثیر فرآیند رودخانه‌ای و تغییر سیستم فرسایشی حالت V شکل به خود گرفته‌اند؛ به‌طوریکه در نیمرخ کوهستان لیسار، این اثر به وضوح مشاهده می‌شود.

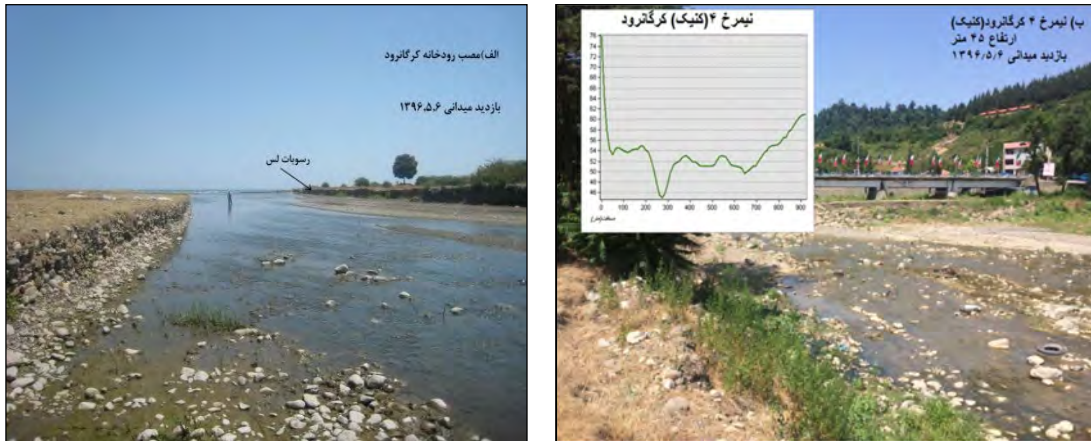
این سیرک‌های یخچالی به تأثیر فرآیندهای یخچالی در منطقه اشاره دارد (شکل ۶). سیرک‌های مشرف به دره لیسار به شدت فرسوده شده‌اند. فرسایش رودخانه‌ای که پس از تغییر اقلیم در این بخش اتفاق افتاده، چهره ناهمواری را دگرگون کرده است (طاحونی، ۱۳۸۳: ۳۴). طبق نتایج تحقیقات محمودی (۱۳۶۷)، برخورد مستقیم با جبهه‌های سرد از یک طرف و ارتفاع قابل ملاحظه خود کوهها از طرف دیگر و بالاخره وجود رطوبت لازم ناشی از مجاورت با دریای خزر، بدون شک سبب تشکیل و توسعه یخچال‌ها در عصرهای سرد پلیوستوسن شده و در تغییر شکل تالش نقش غیر قابل انکاری داشته است. یخچالهای بزرگی در شرق و غرب قله بکروداغ وجود داشته و یخرفت‌های آن هنوز وسعت زیادی از نواحی اطراف را می‌پوشاند؛ وی در دره کرگانرود، به یخرفت‌هایی اشاره می‌کند که تا ارتفاع ۱۲۰۰ متری از سطح دریا وجود داشته است. این یخرفت‌ها دره اصلی کرگانرود را مسدود نموده و به صورت پرتگاهی با چندین ده متر ارتفاع بر پایین رود کرگانرود مسلط است. وی به توپوگرافی زیربنای جنگل‌های تالش اشاره می‌کند که به صورت دره‌های متعدد و نسبتاً متراکم و فرعی و اغلب عمیق، که دخالت قاطع آبهای جاری در پیدایش آنها، در دوره‌های یخچالی را مسجل می‌نماید. در کرانه‌های واقع در بخش آستارا و چالوس، بالآمدگی آشکاری را از مرز دشت به سمت کوهستان نشان می‌دهند تا آنجا که در این بخش نیروی حمل فزاینده و افزایش انرژی فرسایشی رودخانه‌ها و نهرها را در اثر این بالآمدگی می‌توان دید (پالوسکا و دگنز، ۱۹۷۶: ۷۲). اما در منطقه انزلی و نزدیک رودخانه شفارود با استناد به یافته‌های پالوسکا و دگنز

کرگانرود نیز، مشخص شد که ضخامت نهشته‌های مخروطه افکنه حوضه کرگانرود و اندازه رسوبات به سمت کنیک و نزدیک گسل آستارا افزایش یافته است که نشان‌دهنده فعال بودن تکتونیک نسبت به فرسایش در این قسمت است. در قسمت کوهستان هر سه حوضه، بخصوص لیسار و کرگانرود تحت تأثیر بالآمدگی قرار داشته‌اند. در اثر بالآمدگی البرز و همچنین عملکرد گسل فعال آستارا، اختلاف ارتفاع بین دشت و کوه و در نهایت قدرت فرسایشی رودخانه‌ها افزایش یافته و از این رو، نهشته‌های مخروطه‌افکنه‌ای بر روی دشت‌های ساحلی پیشروی نموده‌اند. به علت کم بودن میزان شاخص  $V_f$  در هر سه حوضه، و تأثیر گسل‌های فراوان، حالت  $V$  شکل و دره‌های تنگ، در دره‌های نیمرخ کوهستان هر سه رودخانه مشاهده می‌گردد. در اشکال (۷، ۸، ۹ و ۱۰) وضعیت بستر رودخانه کرگانرود و سفارود و لایه‌های لس مشاهده می‌گردد.

جوانتر مخروط نسبت به پیشانی کوهستان در نقطه دورتر از کوهستان قرار خواهند گرفت و در چنین پیشانی کوهستان شاخص  $smf$  به نسبت زیاد است. به عنوان نمونه با رسم نیمرخ عرضی که از رأس مخروطه افکنه‌های سفارود انجام گرفت و حفر عمقی که در این ناحیه مشاهده گردید؛ این مسأله مورد تأیید قرار گرفت. از آنجا که ناحیه پیشانی کوهستان سفارود در طول زمان فرسوده شده و از حجم آن کاسته می‌شود و فرسایش می‌یابد، لذا دره‌های موجود در پیشانی کوهستان سفارود پهن تر می‌شوند. اما میزان شاخص  $smf$  در کرگانرود از دو رودخانه دیگر کمتر بوده و لذا میزان فرسایش و عقب‌رفتگی پیشانی کوهستان در کنیک کرگانرود از لیسار و سفارود کمتر است. طبق تحقیقات بول (۱۹۷۲)، چنانچه بخش‌های ضخیم رسوبات در نزدیکی جبهه کوهستان و بخش‌های نازک‌تر رسوبات دورتر از آن قرار گرفته باشند نشان‌دهنده فعالیت تکتونیک است. به طوریکه در بررسی‌های صورت گرفته در مخروطه‌افکنه‌های



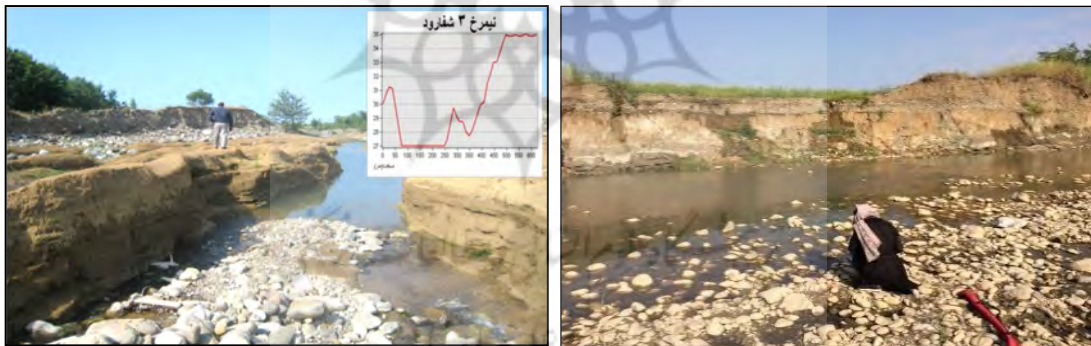
شکل ۷: بستر سنگلاخی و قلوه سنگی در پایین دست رودخانه لیسار و پادگانه ۵ متری (نیمرخ ۱).



شکل ۸: بستر سنگلاخی و قلوه‌سنگی در خروجی کوهستان (نیمرخ ۴ کنیک) و لایه لس در مصب رودخانه کرگانرود



شکل ۹: رخنمون نهشته‌های لسی در نیمرخ ۱ رودخانه شفارود



شکل ۱۰: رخنمون نهشته‌های لسی در بستر رودخانه شفارود (نیمرخ ۳، ارتفاع ۳۰ متر)

خود را حفظ می‌کند، ممکن است گود شدن مجرا ادامه یابد و منجر به تشکیل سیلابدشت‌های کوچکتر در درون سیلابدشت‌های وسیع‌تر شود (کریستی و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۷۸). دامنه تغییرات مورفولوژیک ناشی از برداشت مصالح رودخانه‌ای، به محل برداشت محدود نگشته بلکه کیلومترها بالاتر از آن در بالادست و پایین‌دست رودخانه رخ می‌دهد. با برداشت رسوب، تعادل قبلی بین میزان آورد رسوب و ظرفیت انتقال به

نقش فعالیت‌های انسانی در عمیق‌شدگی آبراهه‌ها: تغییر در پوشش جنگلی بر رژیم هیدرولوژیک و مکانیسم‌های تدارک رسوب تأثیر منفی گذاشت. از بین بردن جنگلها جریان آب در رودها را افزایش داد. رسوب‌زایی بیش از حد مجاری رودها در پایاب به پهن شدن و کم‌تر پیچانی شدن رود و تشدید شاخه‌شاخه شدن آنها می‌شود. اگر تدارک رسوب به اندازه کافی کم شود، هنوز هم جریان آب تأثیرگذاری

برداشت مصالح رودخانه‌ها به خصوص در مصب رودخانه و نوار ساحلی موجب تغییرات بسیاری در مورفولوژی رودخانه‌ها شده است. در بازدید میدانی برداشت شن و ماسه در بستر هر سه رودخانه مشاهده گردید که در حفر رودخانه و آشکار شدن لایه‌های لس در این قسمت تأثیر گذار بوده است. در شکل (۱۱) برداشت مصالح در رودخانه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌گردد و در شکل (۱۲) عملیات ساختمانی در محدوده رودخانه شفارود مشاهده می‌گردد.

هم خورده و منجر به پایین افتادن بستر رودخانه و ایجاد گودال ناشی از برداشت از بستر می‌شود. عمیق شدن کف رودخانه در نتیجه برداشت، باعث ناپایداری و بی‌ثباتی جانبی و تغییر در عرض مجرا، کاهش سطح آب در دشت سیلابی اطراف رودخانه، شروع فرسایش کرانه‌ای و جابه‌جایی مجرا در بازه‌هایی می‌شود که پیش‌تر باثبات بوده‌اند (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴: ۲۸۶). در محدوده مورد مطالعه عامل انسانی نیز در حفرشدگی آبراهه‌ها تأثیر گذار بوده و با



شکل ۱۱: برداشت شن و ماسه بستر در رودخانه‌های مورد بررسی. (منبع: اسماعیلی ورکی و همکاران، ۱۳۹۲)



شکل ۱۲: عملیات ساختمانی و تغییر در بستر و دامنه‌های دره‌های مشرف به شفارود

یک پدیده پویا مطرح می‌باشد که همیشه در حال نوسان بوده و گاهی به صورت یک پدیده کاتاستروفیک<sup>۱</sup> و ناگهانی اتفاق افتاده است و دامنه نوسان آن در مقیاسهای زمانی از شدتهای متفاوتی برخوردار است. میزان تأثیرگذاری نوسان تراز آب بسته به شرایط مجرا متفاوت است و مجراها می‌توانند با توجه به خصوصیت خود در برابر این تغییرات واکنش نشان دهند. در بحث عمیق‌شدگی آبراهه رودخانه‌ها در

### نتیجه‌گیری

مورفولوژی ساحلی منطقه مورد مطالعه تا اندازه زیادی تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر کنترل می‌شود. از طرف دیگر بالآمدگی البرز و فرونشست خزر جنوبی باعث عمیق‌شدگی رودخانه‌های سواحل جنوبی دریای خزر گردیده است. روند بالآمدگی البرز همیشه یک سیر صعودی، مستمر و پیوسته داشته است ولی تراز آب دریا که سطح اساس رودخانه‌های منتهی به آن را تشکیل می‌دهد به صورت

1. Catastrophic



شدن لایه‌های لس در این قسمت تأثیر گذار بوده است. در محدوده ساحلی (نیمرخ‌های ۱ و ۲) میزان افت بستر در نزدیکی مصب رودخانه‌های لیسار و کرگانرود تقریباً به یک میزان (۵ متر) محاسبه گردید که نشان‌دهنده تأثیر بیشتر نوسانات دریا نسبت به عامل انسانی در این قسمت می‌باشد. در خصوص وضعیت تکتونیکی، حوضه‌های مورد بررسی به دو طبقه تکتونیکی زیاد، متوسط تقسیم گردید. بر اساس این تقسیم‌بندی مقدار  $I_{at}$  در حوضه‌های سفارود و کرگانرود به ترتیب با  $(1/6)$  و  $(1/8)$  نشانه کلاس فعالیت‌های زمین‌ساختی زیاد است. در حوضه لیسار،  $2/1$  محاسبه گردید که در کلاس فعالیت‌های زمین‌ساختی متوسط بوده و نیمه فعال بودن آن را از نظر دینامیک نیروهای درونی نشان می‌دهد. برای شناسایی حرکات دقیق زمین ساخت فعال منطقه و حرکات گسل‌های موجود و بالآمدگی و فرونشست مناطق ساحلی، پیشنهاد می‌گردد که ایستگاههای GPS و ژئودینامیک دائمی بیشتری توسط سازمان نقشه‌برداری کشور در سواحل شمالی و از جمله در منطقه مورد مطالعه احداث گردد. از آنجایی که بستر رودخانه‌ها به تغییرات شیب بستر بسیار حساس هستند و هرگونه برداشت مصالح بیش از حد مجاز موجب کاوش‌های محلی بستر و تخریب پل‌های ارتباطی می‌گردد. پیشنهاد می‌شود بهره‌برداری از شن و ماسه در منطقه پژوهش با بررسی‌های دقیق علمی انجام شود.

موردی: رودخانه لیسار در استان گیلان، دوازدهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، دانشگاه تهران.  
 ۳. پالوسکا، آنتونیون؛ دگنز، ائون، ت، ترجمه شهرابی، مصطفی. ۱۳۷۱. زمین‌شناسی کواترنر کرانه‌های دریای خزر، گزارش شماره ۶۰، سازمان زمین‌شناسی.  
 ۴. سازمان بنادر و دریانوردی. ۱۳۹۳. زمین‌شناسی مناطق ساحلی دریای خزر (برگرفته از مطالعات طرح مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی ایران (ICZM)) (تدوین و پژوهش)، اداره کل مهندسی سواحل و بنادر سازمان

ارتباط با نوسان‌های تراز آب دریای خزر و تأثیرات تکتونیکی، نتایج این پژوهش با تحقیقات زیر هم‌خوانی دارد: از دیدگاه کامرانی دلیر (۱۳۸۸) نوسانات کوتاه مدت تراز آب دریای خزر، بازه‌های نزدیک به مصب را تحت تأثیر قرار می‌دهد و بالا آمدگی البرز، بعد از خروج کوهستان تأثیرگذار است. از دیدگاه عمادالدین (۱۳۹۲) عمیق‌شدگی رودخانه نکا در نزدیکی مصب، تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر و بالا آمدگی البرز است در حالی که در خروجی رودخانه بعد از کوهستان، عامل بالا آمدگی البرز نقش دارد. در پژوهش حاضر سعی گردید که همه عوامل (نوسانات تراز دریای خزر، تکتونیک، دینامیک رودخانه و عوامل انسانی) در کنار یکدیگر و در تعامل با یکدیگر در نظر گرفته شود و تحلیل‌های ژئومورفولوژیک انجام شود. با مقایسه تحلیلی نیمرخ‌های طولی و عرضی ۳ رودخانه مورد نظر، سعی در شناسایی عوامل متعدد در ژئومورفولوژی ساحلی جلگه جنوب‌غربی دریای خزر گردید. با مقایسه نیمرخ‌های عرضی رودخانه‌ها می‌توان گفت در محدوده کنیک و به سمت کوهستان و بالاتر (نیمرخ‌های ۴ و ۵) به ویژه در رودخانه‌های لیسار و کرگانرود، عامل تکتونیک و بالآمدگی در حفرشدگی دره‌ها تأثیرگذار داشته است. گاهی عامل انسانی تأثیرگذار بوده است به طوریکه با برداشت مصالح رودخانه‌ها به خصوص در مصب رودخانه و نوار ساحلی موجب تغییرات بسیاری در مورفولوژی رودخانه‌ها شده است. در بازدید میدانی برداشت شن و ماسه در بستر رودخانه‌ها مشاهده گردید که در حفر رودخانه و آشکار

## منابع

۱. اسماعیلی، رضا؛ متولی، صدرالدین؛ حسین‌زاده، محمد مهدی. ۱۳۹۱. بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، فصلنامه پژوهش‌های ژئومورفولوژیکی کمی، سال اول، شماره ۳، صص ۱۰۱-۱۱۴
۲. اسماعیلی‌ورکی، مهدی؛ حسن‌نژادشریفی، فرزاد؛ سعادت‌سیده سمیرا. ۱۳۹۲. بررسی تأثیر برداشت مصالح (شن و ماسه) از بستر رودخانه‌ها، مطالعه

۱۳. فرهودی، قدرت اله و محبی، محمد. ۱۳۸۹. "بررسی برخی از وقایع تکتونیکی حاکم بر جنوب شرقی دریای خزر و بلوک خزر جنوبی"، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، شماره ۱، ۴۱-۲۷.
۱۴. مقصودی، مهران؛ محمدنژاد آروق؛ وحید. ۱۳۹۱. ژئومورفولوژی مخروط افکنه‌ها، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
۱۵. محمودی، فرج‌اله. ۱۳۶۷. تحول ناهمواری‌های ایران در کوآترنر، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۲.
۱۶. یمانی، مجتبی؛ کامرانی دلیر، حمید. ۱۳۸۹. تأثیر تغییرات سطح اساس در ریخت‌شناسی بستر رودخانه‌های محدوده دلتای سفیدرود، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال ۴، شماره ۱۶، صص ۶۱-۷۴.
17. Ambili V. and Narayana A.C. 2014. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology*, (217): 37-47.
18. Bankwitz, P. 1976. Recent Vertikale Erdkrustenbewegungen – Materialien Zumtektonischen Bau Von Europa, Akad. Wiss. Der DDR, Zentralinst. f. Physik der Erde, Potsdam, Veroffentl. Nr. 47
19. Bird, E., 2011. Coastal Geomorphology: an introduction, Hoboken, N.J. Wiley, Second edition, University of Melbourne, Australia.
20. Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: Posamentier, H., Walker, R. (Eds.), *Facies Models Revisited (SEPM Special Publication 84)*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp: 171–235.
21. Brierley, G.L. and Fryirs, K. 2005. *Gomorphology and River Management: Application of the River Style framework*. Blackwell publishing, UK.
22. Clement, A.J.H. and Fuller, I.C. 2018. Influence of system controls on the Late quaternary geomorphic evolution of a rapidly-infilled incised-valley system: The lower Mnawatu valley, North Island New Zeland, *geomorphology* 303:13-29.
23. Fuches, M.C., Gloaguen, R., and Pohl, E. 2013. Tectonic and Climatic forcing on the Panj river system during the بنادر و دریانوردی، تهران، انتشارات: سازمان بنادر و دریانوردی.
۵. حاجی کریمی، زهرا. ۱۳۹۷. تحلیل تأثیر تغییرات مورفودینامیکی سطح اساس دریا بر ژئومورفولوژی ساحلی (مطالعه موردی: جلگه جنوب غربی دریای خزر)، رساله دکتری، به راهنمایی: شایان، سیاوش و یمانی، مجتبی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.
۶. حسین‌زاده، محمد مهدی و اسماعیلی، رضا. ۱۳۹۴. ژئومورفولوژی رودخانه‌ای؛ مفاهیم، اشکال و فرآیندها، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
۷. کامرانی دلیر، حمید. ۱۳۸۸. بررسی نقش تغییرات سطح اساس در ژئومورفولوژی بستر رودخانه‌های محدوده دلتای سفیدرود (رودخانه‌های پلرود، سفارود، کرگانرود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: یمانی، مجتبی، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا.
۸. کسر، ادوارد؛ پینتر، نیکولاس. ۱۳۹۵. تکتونیک فعال، زمین‌لرزه‌ها، بالآمدگی و چشم‌انداز، ترجمه ابوالقاسم گورابی، چاپ اول، نشر انتخاب، تهران.
۹. کریمی، هادی؛ قنوتی، عزت‌اله؛ یمانی، مجتبی؛ صفاری، امیر. ۱۳۹۵. تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه‌ها (مطالعه موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس)، فصلنامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۲، صص ۵۲-۳۷.
۱۰. کریمی، یحیی، رسول، سیفی، عمران، غلامحسین، زمانی، بهزاد. ۱۳۹۵. مقدمه‌ای بر شناخت گسل آستارا و بررسی وضعیت تنش در کوه‌های تالش، چهارمین کنفرانس ملی توسعه پایدار در علوم جغرافیا و برنامه‌ریزی، معماری و شهرسازی، مرکز راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار، وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، موسسه آموزش عالی مهرانوند ([www.gpaconf.ir](http://www.gpaconf.ir)).
۱۱. طاحونی، پوران. ۱۳۸۳. شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیوستوسن در ارتفاعات تالش، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۷، صص ۵۵-۳۱.
۱۲. عمادالدین، سمیه. ۱۳۹۲. بررسی تغییر سطح اساس نکارود تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر و زمین ساخت البرز، مجله آمایش جغرافیایی فضا، سال سوم، شماره ۱۰، صص ۶۳-۷۹.

28. Short, A.D. (ed) 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley, Chichester.
29. Schumacher, M., Dobos, A., Schier, W. Schütt, B. 2018. Holocene valley incision in the southern Bükk foreland: Climatehuman - environment interferences in northern Hungary, Quaternary International, 463: 91-109.
30. Vernant, P., Nilforoushan, J., Chery, R., Bayer, F., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., and Tavakoli, F. 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, EPSL 223: 177-185.
31. Whipple, K.X., and Tucker, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. J. Geophys. Res. 104(B8): 17661-17674.
- Quaternary. Int. J. Earth Sci. 102(7): 1985-2003.
24. Hare, P.H., and Gardner, T.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Allen and Unwin, Boston, pp. 75-104.
25. Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M. 2002. Active tectonics of the south Caspian basin, Geophysical Journal International, (148): 214-245.
26. Kirstie, A., Fryirs, K. and Brierley, G. 2012. Geomorphology Analysis of River Systems: An Approach to Reading the landscape, John Wiley & Sons, Ltd, Publication.
27. Liang, H., Zhang, K., Fu, J., Li, L., Chen, J., Li, S., and Chen, L. 2015. Bedrock river incision response to basin connection along the Jinshan Gorge, Yellow River, North China, Journal of Asian Earth Sciences, 114: 203-211.



