

تحلیل عوامل مؤثر بر هیدرودینامیک خط ساحلی طی بازه زمانی ۱۹۵۵-۲۰۱۶ (مطالعه موردی: قاعده دلتای اروندرود)

مریم رحمتی - دانش‌آموخته دکتری گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس
مجتبی یمانی* - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
راضیه لک - استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
سیاوش شایان - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس
منوچهر فرج‌زاده - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۳/۲۱

چکیده

پهنه مورد مطالعه در این پژوهش بخش ایرانی قاعده دلتای اروندرود واقع در شمال غربی خلیج فارس به طول تقریبی Km ۲۳ است. هدف از این مطالعه بررسی عوامل مؤثر بر هیدرودینامیک ساحلی طی شصت سال گذشته به روش DSAS است. از این رو، داده‌های دبی و رسوب رودخانه اروند، باد، موج، جریان دریایی، و نوسانات جزرومد همراه عکس هوایی، نقشه توپوگرافی، و تصویر ماهواره‌ای چندزمانه ابزار و داده‌های اصلی این پژوهش را تشکیل داده‌اند. با استفاده از تکنیک سیستم تحلیل دیجیتالی نوار ساحلی (DSAS)، میزان جابه‌جایی‌های خط ساحلی (۱۹۵۵-۲۰۱۶) در نرم‌افزار Arc GIS استخراج شده است. نتایج نشان می‌دهد بیشترین میزان جابه‌جایی به صورت پیشروی خط ساحلی به‌ویژه در دهانه رودخانه اروندرود بین سال‌های ۱۹۵۵-۱۹۷۳ رخ داده است. بررسی روند تغییرات دبی آب و رسوب ایستگاه‌های هیدرومتری حاکی از ارتباط مستقیم میزان پیشروی و پسروی‌های صورت‌گرفته با افزایش و کاهش نرخ تراکم رسوب وارده به مصب اروند بین سال‌های ۱۹۶۸-۲۰۱۱ بوده است. همچنین، مشخص شد که عامل اصلی تغییر شکل تحذب مورفولوژی خط ساحلی به سمت غرب در مقیاس محلی نقل و انتقال جریان رسوب توسط جریان‌های دریایی و در مقیاس منطقه‌ای از جریان‌های متأثر از نیروی کوریولیس تأثیر پذیرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: خلیج فارس، دلتای اروندرود، سیستم تحلیل دیجیتالی نوار ساحلی (DSAS)، هیدرودینامیک ساحلی.

مقدمه

خط ساحلی به متوسط خط تماس بین خشکی و آب دریا اطلاق می‌شود (برد، ۲۰۰۸: ۲). در کشورهای در حال توسعه بهره‌وری از سواحل حدود ۲۵ درصد برآورد شده است و ۶۰ درصد از جمعیت جهان در مناطق ساحلی زندگی می‌کنند (ال‌تهیر و علی، ۲۰۰۴: ۱۰۹). مناطق ساحلی سیستم‌های پویا و نسبتاً شکننده‌ای هستند که تغییرات طبیعی و انسانی زیادی را تجربه می‌کنند (رامیرز کوستا و همکاران، ۲۰۱۶: ۱۲؛ دادا و همکاران، ۲۰۱۶: ۵۱؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷: ۹۹). آمار میزان تغییر خط ساحلی نشان‌دهنده نمای کلی فرایندهایی است که ساحل را تحت تأثیر قرار می‌دهند (دولان و

همکاران، ۱۹۹۱: ۷۲۴). مهم‌ترین فرایندهای طبیعی مؤثر در تغییر مورفولوژی سواحل عامل باد و طوفان، جریان‌های دریایی نزدیک ساحل و جزرومد هستند؛ درحالی‌که فرایندهای انسانی فرسایش و رسوب‌گذاری ساحلی شامل کلیه فعالیت‌های مربوط به مهندسی سواحل، ادعای مالکیت زمین، ساخت سدها یا مخازن، لایروبی، و استخراج معادن و آب است (ال مرینی و همکاران، ۲۰۱۲: ۳۴۵؛ ماسید و همکاران، ۲۰۱۵: ۷۲). اهمیت نقشه تغییر خط ساحلی به عنوان داده ورودی برای ارزیابی خطر ساحلی مهم است (مارفی و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۹۹). درواقع، استخراج خط ساحل کاری مفید برای مدیریت بهینه مناطق ساحلی همچون پیش‌بینی خطوط ساحلی (کرکنیل، ۱۹۹۹: ۴۸۶؛ ال مرینی و همکاران، ۲۰۱۲: ۳۴۵؛ ماسید و همکاران، ۲۰۱۵: ۷۲)، جنبه‌های تشدید فرسایش - منابع رسوب و مدل‌سازی پیش‌بینی - مفهومی مورفودینامیک ساحلی است (شرمن و بور، ۱۹۹۳: ۲۲۹؛ البکری، ۱۹۹۶: ۳۲۶؛ زوزک و همکاران، ۲۰۰۳: ۱۲۸). استفاده از هر روشی به منظور تفکیک خط ساحلی وابسته به منابع و داده در دسترس است. سنجش از راه دور و GIS، در عین استفاده آسان و کم‌هزینه، می‌تواند اطلاعات موقعیتی خط ساحلی را فراهم کند. تغییرپذیری و تنوع روش‌های استخراج خط ساحل به طور قابل توجهی به روش مورد استفاده برای استخراج آن‌ها بستگی دارد.

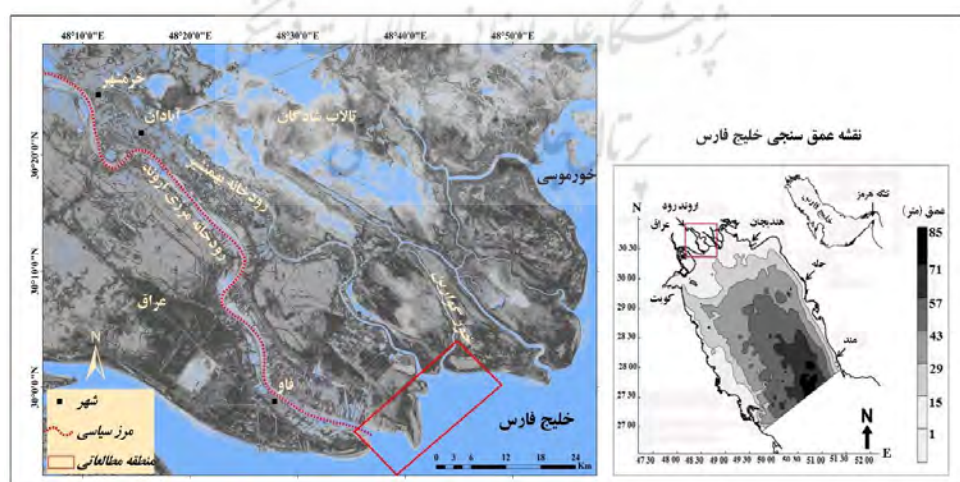
از مهم‌ترین جنبه‌های مدیریت و برنامه‌ریزی ساحلی مطالعه مورفودینامیک و علل ایجاد تغییرات مورفولوژی در خط ساحل است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۲: ۲). به دلیل اهمیت موضوع و تأثیر این پدیده بر فعالیت‌های انسانی مطالعات زیادی در سطح جهان انجام گرفته است. اولین مطالعات در زمینه پایش تغییرات خط ساحلی در سواحل شرق ایالات متحده آمریکا انجام گرفت. این مطالعه و دیگر مطالعات روش‌های متعددی برای درک تغییرات خط ساحلی به ما نشان می‌دهند. تأثیر ساخت سد بر هیدرولوژی دلتای نیجر طی مقاله‌ای بررسی شد (آبام، ۱۹۹۹). نویسنده با روشی توصیفی - تحلیلی کاهش شدید میزان آب هم‌زمان با ساخت سدهای بزرگ در حوضه آبریز دلتای نیجر را باعث از بین رفتن تعادل هیدرولوژیکی منطقه به‌ویژه در جزایر سدی معرفی کرده است. همچنین، بیان شده که کاهش آب و رسوب ورودی هم‌زمان با افزایش سطح آب دریا سبب تخریب ساحل توسط امواج مخرب شده است. در ساحل کنیترای مراکش با روش DSAS میزان تغییرات خط ساحلی بین سال‌های ۱۹۶۹، ۱۹۹۷، و ۲۰۰۹ تجزیه و تحلیل شد (ماسید و همکاران، ۲۰۱۵). محققان در این پژوهش با تقسیم ساحل به چهار بازه، در محیط GIS، خطوط ساحلی را به مناطق فرسایش و رسوب‌گذاری طبقه‌بندی کردند. براساس نتایج تجزیه و تحلیل، فرایندهای رسوب‌گذاری و فرسایش در طول ساحل کنیترای (۲۰ کیلومتر) به ترتیب ۶۷ درصد و ۳۳ درصد مشاهده شد؛ که سواحل پیشرونده و پسرونده به ترتیب با نرخ متوسط ۱.۴ متر در سال پیشرونده و ۰.۸ متر در سال پسرونده بوده‌اند. تکامل دلتای رودخانه زرد در چین طی مقاله‌ای بررسی شد (زینگ و همکاران، ۲۰۱۷). نتایج این پژوهش حاکی از آن است که تکامل قاعده این دلتا توسط بار رسوبی زیاد، میزان پیشروی به سمت دریا، تغییر مسیرهای مکرر، و شدت تعرض فعالیت‌های انسانی کنترل می‌شود. ایشان، با تجزیه و تحلیل جامعی از تغییرات دوره‌های آبی (دبی آب و دبی رسوب)، شیب، پروفیل طولی کانال‌ها، و فرسایش و رسوب‌گذاری در بستر رودخانه دلتای زرد در طول پنج دهه اخیر، یک مدل هندسی تعمیم‌یافته برای تشریح تغییرات مسیر کانال‌ها در قاعده دلتا ارائه کرده‌اند. تأثیر دینامیک دریا در تحول قاعده دلتاهای شمال تنگه هرمز با استفاده از تجزیه و تحلیل داده‌های آماری امواج، جزرومد، و جریان‌های دریایی در تشریح وضعیت فرسایش اعم از تخریب، حمل، و رسوب‌گذاری در پهنه ساحل بررسی شد (نوحه‌گر و حسین‌زاده، ۱۳۹۰). در این پژوهش این نتیجه حاصل شد که امواج در شکل‌گیری لندفرم‌های ساحلی دلتاهای این منطقه و تحولات آن نقش اصلی ایفا می‌کنند؛ اما در بخش‌های پایینی قاعده دلتا، به دلیل کاهش شیب کمتر از ۰.۰۱ درصد، پدیده جزرومد بیشترین تأثیر را در مورفولوژی دلتا دارد.

مرزی بودن منطقه از بُعد سیاسی و ایجاد حساسیت‌های فراوان از بُعد استراتژیک برای دو کشور ایران و عراق، به‌خصوص در دوران جنگ تحمیلی، اجرای پژوهش برای این منطقه از کشور را با محدودیت‌هایی همراه کرده است؛ به‌طوری‌که تاکنون مطالعه‌ی جامعی صورت نپذیرفته است که در آن به بررسی تأثیر هم‌زمان هیدرودینامیک دریا و خشکی بر تغییرات خط ساحلی پرداخته شده باشد.

با نگاهی کوتاه به نقشه عمق‌سنجی خلیج فارس، نخستین نکته‌ای که جلب توجه می‌کند (شکل ۱) کم‌شیب بودن (شیب عمومی ساحل ۰.۰۴ درصد) پیش‌کرانه در محل قاعده دلتای اروندرود نسبت به سایر دلتاهای موجود در خلیج فارس است (اداره کل مهندسی سواحل و بنادر سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۳: ۶۶). این دلتا، به عنوان بزرگ‌ترین دلتا در سواحل جنوبی ایران، به دلیل شیب بسیار ناچیز در قاعده دلتا، از گذشته تاکنون، جابه‌جایی‌های زیادی را در طول خط ساحلی تجربه کرده است؛ به‌طوری‌که داده‌های تاریخی شامل عکس‌های هوایی، نقشه‌های توپوگرافی، و تصاویر ماهواره‌ای چندزمانه بر ناپایداری خط ساحلی دلتای اروندرود و هندسه نامتقارن آن دلالت دارند. با توجه به یافته‌های پیشین و مشاهدات مستقیم و غیرمستقیم، به‌نظر می‌رسد دامنه تغییرات خط ساحلی در محدوده دلتای اروندرود نسبت به سایر نقاط دیگر خلیج فارس بسیار زیاد است. از این رو، هدف اصلی از این پژوهش بررسی زمانی این تغییرات و شناخت عوامل مؤثر در ایجاد آن است.

منطقه مطالعاتی

پهنه مورد مطالعه در مختصات طول جغرافیایی $E 48^{\circ} 37' 06''$ و عرض جغرافیایی $N 29^{\circ} 56' 49''$ قرار دارد. قاعده دلتای فعال اروندرود به طول ۲۳KM در دهانه رودخانه اروندرود در شمال غربی خلیج فارس و جنوب غرب دشت خوزستان رخ نموده است (شکل ۱). از نظر ساختار زمین‌شناختی، بخشی از دشت وسیع بین‌النهرین است که توسط نهشته‌های ستبر کواترنری (سیلت، رس، و کمی ماسه) پوشیده شده است (جودکی و همکاران، ۱۳۹۴: ۱۸۷). از نظر تکتونیکی، منطقه در زون فرونشست زاگرس قرار دارد (وود بریج و همکاران، ۲۰۱۶: ۳۱۸). ایجاد این حوضه فرونشست با تصادم دو صفحه تکتونیکی عربی و آسیایی در اواخر میوسن مرتبط است (والسترا و همکاران، ۲۰۱۰: ۲۷۱؛ هیوارت و بیتمن، ۲۰۰۷: ۸۵؛ ویتافنزی، ۱۹۷۹: ۶۳۲).



شکل ۱. موقعیت عمق‌سنجی خلیج فارس (آلوسیری و بکاوانیچ، ۲۰۱۷: ۲۷۱) و موقعیت پهنه مطالعاتی در جنوب غربی دشت خوزستان

مواد و روش

نگارندگان در این پژوهش، با رویکرد مقایسه‌ای-تحلیلی، کوشیده‌اند، ضمن استخراج خطوط ساحلی گذشته تا حال حاضر، متغیرهای مؤثر بر تغییر خط ساحلی را تجزیه و تحلیل کنند. به همین منظور، آمار دبی و رسوب رودخانه کارون (به عنوان پُرآب‌ترین رودخانه ایرانی منتهی به اروند) از سازمان تحقیقات طرح جامع آب کشور دریافت شد و، با پردازش آماری، دبی و رسوب‌زایی آن بررسی شد. از آنجا، به دلیل محدودیت‌های سیاسی، دسترسی به این آمار برای دو رودخانه دیگر منتهی به اروند (دجله و فرات) به دلیل قراردادن در آن سوی مرزهای کشور میسر نیست؛ از آمار دبی و رسوب ایستگاه هیدرومتری اهواز (عدم انتخاب ایستگاه فارسیات و سلمانیه و دارخوین در پایین‌دست اهواز به دلیل شرایط جزرومدی و طول دوره آماری کم) مستقر بر رودخانه کارون، که یکی از سه شاخه اصلی اروندرود محسوب می‌شود، استفاده شده است (جدول ۴ و شکل ۵). اطلاعات مربوط به میزان تغییرات ماهانه و سالانه پیشروی و پسروی آب دریا (جزرومد) ایستگاه آب‌سنجی خسروآباد (E ۱۹'-۴۹° و N ۵۴'-۳۱°) طی دوره زمانی نوزده‌ساله، برگرفته از شرکت مهندسی مشاور سازه‌پردازی ایران، تجزیه و تحلیل آماری شد. داده‌های مربوط به ویژگی‌های موج شامل ارتفاع، دوره، طول، و فراوانی موج (۱۹۸۳-۲۰۰۹) به همراه جهت و سرعت جریان‌های دریایی (۲۰۰۹-۲۰۱۱) از بویه مستقر در نزدیکی ساحل (E ۰۷'-۴۸° و N ۰۸'-۲۹°) سازمان بنادر و دریانوردی اخذ و گل‌موج و گل‌جریان‌های مربوطه با استفاده از نرم‌افزار MIKE21 ترسیم شد. داده‌های سرعت و جهت باد ماهانه و سالانه (۱۹۵۱-۲۰۱۷) به عنوان عامل اصلی ایجاد امواج از ایستگاه سینوپتیک آبادان (E ۱۵'-۴۸° و N ۲۲'-۳۰°) تهیه شد و با تصحیح و پردازش آن‌ها گل‌بادهای منطقه در محیط نرم‌افزاری WRPLOT View8 تهیه گردید.

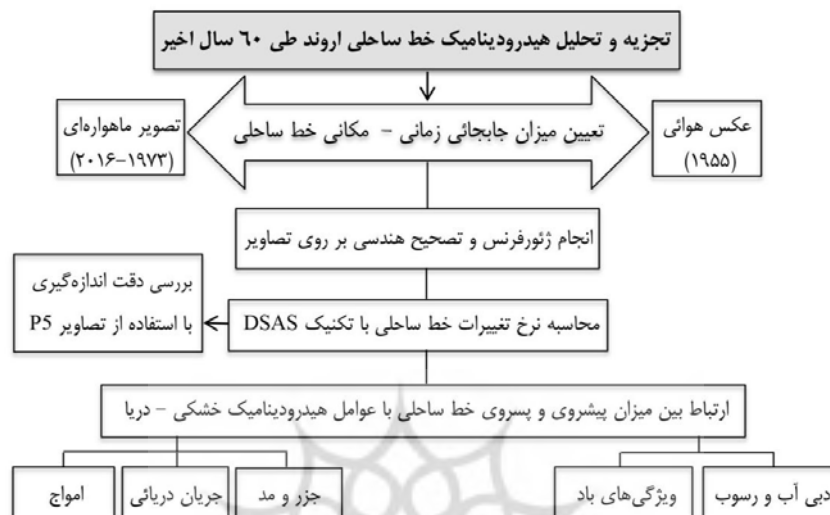
برای تعیین میزان تغییرات خط ساحلی و مشخص کردن مکان و زمان وقوع تغییرات در خط ساحل، از تصاویر ماهواره‌ای Cartosat (IRS-p5) سال ۲۰۱۱ (به منظور بررسی صحت و دقت استخراج خط ساحل) و عکس‌های هوایی سال ۱۹۵۵ (تهیه‌شده از سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح) و تصاویر ماهواره‌ای لندست سال‌های ۱۹۷۳، ۱۹۸۴، ۱۹۹۲، ۲۰۰۲، و ۲۰۱۶ (تهیه‌شده از سایت USGS) استفاده شده است. به علت شرایط مناسب جوی تصاویر در فصول تابستان و پائیز انتخاب شد. همچنین به دلیل تغییرات جزر و مد نیم‌روزانه سعی شد تصاویر در ساعات مختلف جزر و مد تهیه شود. پس از اعمال تصحیحات هندسی و اتمسفری، زمین مرجع کردن و استخراج خط ساحل از عکس‌های هوایی، از روش DSAS^۲ برای محاسبه میزان تحرک خط ساحلی و تغییرات آن بر روی تصاویر ماهواره‌ای استفاده شد. DSAS 4.0 یک نسخه^۳ الحاقی از نرم‌افزار ESRI ArcGis V.9.3 است که سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آن را توسعه داده است و میزان آماری جابه‌جایی موقعیت ساحل از گذشته تا حال را محاسبه می‌کند. در این تجزیه و تحلیل، DSAS در چهار مرحله انجام شد: ۱. آماده‌سازی خط ساحلی؛ ۲. ایجاد خط مبنا؛ ۳. تولید ترانسکت به فواصل ۲۰۰ متر؛ ۴. محاسبه میزان تغییرات خط ساحلی. ترانسکت‌های عرضی خط ساحل را در طول خط پایه (مبنا) قطع کردند و سپس از این طریق میزان تغییرات آماری خط ساحل محاسبه شد.

برای تسهیل در اندازه‌گیری، میزان پیشروی و پسروی خط ساحل، کل خط ساحلی با توجه به انحنای خط ساحلی، تنوع ژئومورفولوژیکی، و تفاوت در متغیرهای مؤثر در ایجاد و تحول خط ساحلی به سه بازه جدا از هم تقسیم شد. به دلیل شیب بسیار کم، قاعده دلتا، و دامنه نسبتاً بالای جزرومد، بیش از ده‌ها خط ساحل در این منطقه می‌تواند نشان‌دهنده موقعیت خط ساحلی باشد. در چارچوب مطالعه دوره‌ای بر اساس تفسیر عکس هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، انتخاب یک

۱. برای این منطقه تنها تصویر لندست ماه جون ۱۹۷۳ موجود بود.

2. Digital Shoreline Analysis System (DSAS)
3. extension

خط مشترک قابل استفاده برای تصاویر مختلف ضروری است. در این مقاله حد بالای پهنه جزرومد روزانه به عنوان خط ساحلی برای همه دوره‌های زمانی انتخاب شد (دولان و همکاران، ۱۹۹۱؛ ماسید و همکاران، ۲۰۱۵). سرانجام، با در نظر گرفتن داده‌ها و روش‌های فوق و نیز با بررسی تاریخی میزان تغییرات در ساحل و تجزیه و تحلیل داده‌های یادشده، سهم متغیرهای مؤثر بر تغییرات دوره‌ای خط ساحلی مشخص شد.



شکل ۲. چارچوب کلی مراحل اجرای پژوهش

یافته‌های پژوهش

میزان جابه‌جایی خط ساحلی طی دوره زمانی شصت‌ساله

موقعیت خط ساحلی در مطالعه تغییرات دوره‌ای بین سال‌های ۱۹۵۵-۲۰۱۶ نشان می‌دهد که خط ساحل در اغلب نقاط با پیشروی همراه بوده است. افزایش ۳/۹۸ کیلومتر طی شصت سال اخیر گویای این میزان رسوب‌گذاری خط ساحلی است. این تغییرات در بیشتر ترانسکت‌ها مشهود است؛ به طوری که پیشروی خطوط ساحلی غالباً در دهانه رودخانه ارونرد از همه چشم‌گیرتر بوده است. پیشروی اخیر مربوط به دوره زمانی ۱۹۷۳-۱۹۵۵ است. در تعدادی از ترانسکت‌ها جابه‌جایی خط ساحلی بسیار ناچیز و قابل اغماض است. این نقاط نسبتاً پایدار بیشتر محدوده شرق منطقه را، که در گذشته مصب‌های قدیمی رودخانه کارون بوده و اکنون به خور تبدیل شده‌اند، دربر می‌گیرد (شکل ۷).

میزان جابه‌جایی خطوط ساحلی به تفکیک سال و بازه مورد مطالعه در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ به قرار زیر است:

جدول ۱. میزان جابه‌جایی خط ساحلی قاعده دلتای ارونرد در بازه یک طی دوره زمانی ۱۹۵۵-۲۰۱۶

دوره زمانی	مساحت پیشروی ساحلی (Km ²)	مساحت پیشروی (%)	مساحت پسروی ساحلی (Km ²)	مساحت پسروی (%)	مجموع تغییرات (Km ²)	درصد تغییرات	فاز فرسایشی
۱۹۵۵-۱۹۷۳	۷۸۱۳۸۰۷	۲۰	.	.	۷۸۱۳۸۰۷	۱۹	تراکمی
۱۹۷۳-۱۹۸۴	۱۱۶۸۱۱۱۷	۲۹	.	.	۱۱۶۸۱۱۱۷	۲۸	تراکمی
۱۹۸۴-۱۹۹۲	۶۴۵۶۵۱۱	۱۶	۴۶۹۷	۵	۶۴۶۱۲۰۸	۱۵	تراکمی
۱۹۹۲-۲۰۰۲	۱۲۹۳۵۲۳۰	۳۳	۱۰۴۹۹۷	۵	۱۳۰۴۰۳۳۷	۳۱	تراکمی
۲۰۰۲-۲۰۱۶	۷۹۳۳۱۶	۲	۱۸۹۰۵۸۴	۹۵	۲۶۸۲۹۰۰	۶	کاووشی
مجموع	۳۹۶۸۶۰۸۱	۱۰۰	۲۰۰۲۷۸	۱۰۰	۴۱۶۸۶۳۵۹	۱۰۰	-

جدول ۲. میزان جابه‌جایی خط ساحلی قاعده دلتای اروندرود در بازه دو طی دوره زمانی ۱۹۵۵-۲۰۱۶

دوره زمانی	مساحت پیشروی ساحلی (Km ²)	مساحت پیشروی (%)	مساحت پسروری ساحلی (Km ²)	مساحت پسروری (%)	مجموع تغییرات (Km ²)	درصد تغییرات	فاز فرسایشی
۱۹۵۵-۱۹۷۳	۳۴۳۸۶۹۸	۳۲	۰	۰	۳۴۳۸۶۹۸	۲۳	تراکمی
۱۹۷۳-۱۹۸۴	۳۴۳۴۹۲۸	۳۲	۰	۰	۳۴۳۴۹۲۸	۲۳	تراکمی
۱۹۸۴-۱۹۹۲	۱۶۸۰۶۱	۲	۳۳۹۵۵۶۶	۸۳	۳۵۶۳۶۲۶	۲۴	کاوشی
۱۹۹۲-۲۰۰۲	۳۵۸۱۳۰۹	۳۳	۰	۰	۳۵۸۱۳۰۹	۲۴	تراکمی
۲۰۰۲-۲۰۱۶	۲۱۸۸۹۷	۲	۷۱۱۵۲۶	۱۷	۷۱۱۵۲۸	۵	کاوشی
مجموع	۱۰۸۳۱۸۹۲	۱۰۰	۴۱۰۷۰۹۲	۱۰۰	۱۴۹۳۸۹۸۴	۹۹	-

جدول ۳. میزان جابه‌جایی خط ساحلی قاعده دلتای اروندرود در بازه سه طی دوره زمانی ۱۹۵۵-۲۰۱۶

دوره زمانی	مساحت پیشروی ساحلی (Km ²)	مساحت پیشروی (%)	مساحت پسروری ساحلی (Km ²)	مساحت پسروری (%)	مجموع تغییرات (Km ²)	درصد تغییرات	فاز فرسایشی
۱۹۵۵-۱۹۷۳	۱۴۳۸۹۸۵	۷۸	۴۴۴۶	۰	۱۴۸۳۴۳۱	۶۰	تراکمی
۱۹۷۳-۱۹۸۴	۱۱۳۳۲۹	۱	۲۸۸۸۹۲۵	۵۳	۳۰۰۱۲۵۳	۱۲	کاوشی
۱۹۸۴-۱۹۹۲	۲۵۵۹۵۴	۱	۴۷۳۰۶۷	۹	۷۲۹۰۲۱	۳	کاوشی
۱۹۹۲-۲۰۰۲	۳۸۵۳۵۱۵	۲۰	۰	۰	۳۸۵۳۵۱۵	۱۶	تراکمی
۲۰۰۲-۲۰۱۶	۰	۰	۲۱۱۴۸۱۳	۳۹	۲۱۱۴۸۱۳	۹	کاوشی
مجموع	۱۹۰۶۰۷۸۲	۱۰۰	۵۴۸۱۲۵۱	۱۰۰	۲۴۱۴۸۱۳	۱۰۰	-

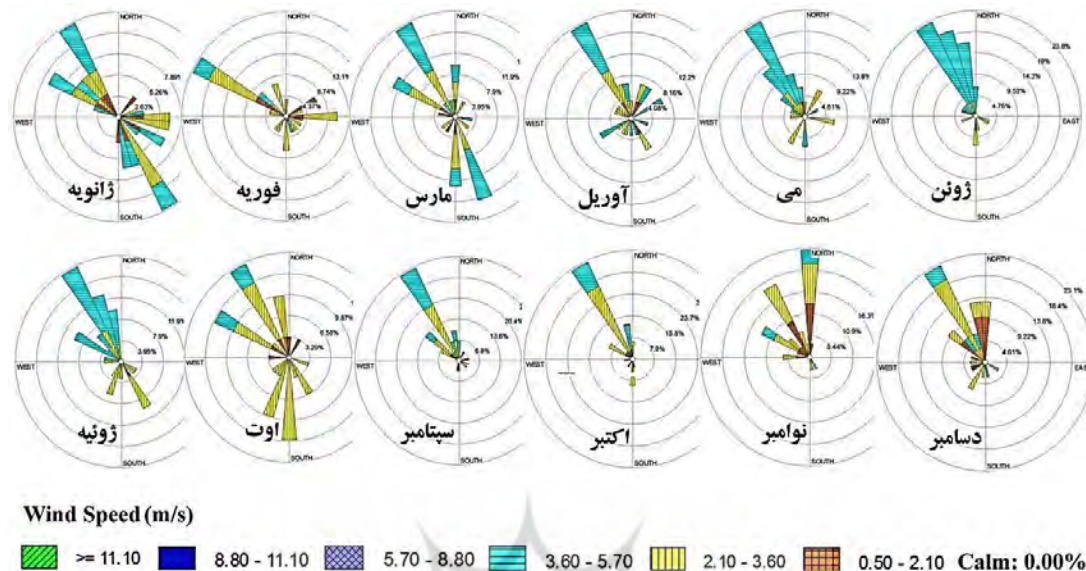
تحلیل عوامل مورفودینامیکی خشکی و دریا در تغییر قاعده دلتای اروندرود

قاعده دلتاها تحت تأثیر عوامل شکل‌دهنده آن‌ها اشکال مختلفی به خود می‌گیرند که خود گویای فرایندهای ایجادکننده آن‌هاست (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱: ۳۰). هر نقطه‌ای از ساحل ممکن است در مرحله تعادل، انباشت، و فرسایش رسوب باشد که بسته به متغیرهای متعدد می‌تواند به طور مستقل از هم یا در ارتباط مشترک با هم در پایداری یا ناپایداری تغییرات خط ساحلی نقش داشته باشد.

تأثیر مورفودینامیکی باد در تغییر خط ساحلی

اشکال ساحلی ممکن است به وسیله باد تغییر یابند و شکل گیرند. باد، علاوه بر تأثیر در ایجاد امواج و جریان دریایی، با جابه‌جا کردن رسوبات ریزدانه، در کاهش سطوح ساحلی و پست کردن آن‌ها نقش بسزایی دارد. استناد به آمار ۶۶ ساله باد ایستگاه سینوپتیک آبادان نشان می‌دهد باد غالب منطقه با بیشترین فراوانی جهت شمال - شمال غربی تا غرب است. باد فوق در تمامی ماه‌های سال در بازه سرعت ۵-۳ m/s بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است (شکل ۳). کمترین میزان باد در این ایستگاه در راستای شمال شرق تا جنوب شرق وزیده است. بر اساس فراوانی سرعت باد در ماه‌های مختلف، شروع افزایش بیشترین سرعت باد از اواخر زمستان تا اواسط تابستان است و در ماه ژوئن (خرداد) به بیشینه مقدار خود می‌رسد و سپس تا دسامبر (آذر) روند نزولی دارد. با تعمق بیشتر در شکل ۳ می‌توان دریافت در ماه ژوئن همه فراوانی‌ها در بیشترین مقدار سرعت خود قرار دارند. بنابراین می‌توان بیان داشت از اواخر زمستان تا اواسط تابستان سرعت بادهای وزیده شده مقادیر بیشتری از سایر فصول دارد (کميجانی و همکاران، ۱۳۹۳). با توجه به مطالب گفته‌شده به نظر

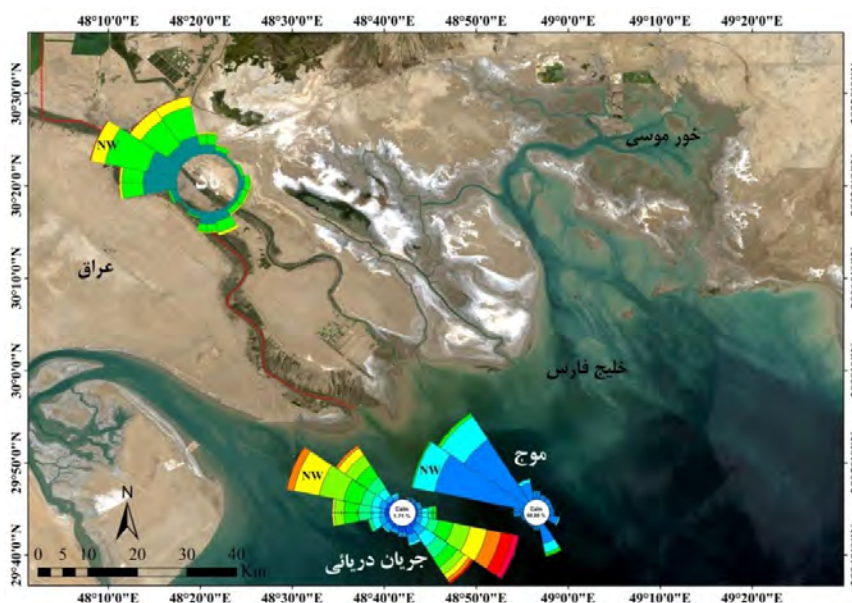
می‌رسد عامل جهت و سرعت باد نمی‌تواند نقش مؤثری در ایجاد و تغییر مسیر امواج به صورت عمود و موازی بر ساحل و به تبع تغییر در مورفولوژی این منطقه داشته باشد.



شکل ۳. فراوانی سرعت و جهت باد ماهانه و سالانه در ایستگاه سینوپتیک آبادان (۱۹۵۱-۲۰۱۷)

تأثیر مورفودینامیکی امواج در تغییر خط ساحلی

جهت، ارتفاع، و تناوب امواجی که به ساحل می‌رسند تأثیر زیادی در شکل و نیمرخ نوار ساحلی می‌گذارند، به‌ویژه در اشکال ناشی از رسوب‌گذاری مناطق سواحلی (برد، ۲۰۰۸: ۱۴). ویژگی‌های جغرافیایی امواج کرانه نزدیک به طول بادگیر و مورفولوژی ساحل بستگی دارد. نوار ساحلی به وسیلهٔ دماغه‌ها و جزایر واقع در کرانهٔ دور محافظت می‌شود؛ در نتیجه، امواج دوراً به شکل ضعیف و تعدیل‌شده به ساحل می‌رسند. بنابراین، در چنین مکان‌هایی امواج محلی حاکمیت دارند. چنین دریا‌هایی محصور در خشکی‌اند، مانند خلیج فارس (برد، ۲۰۰۸: ۲۵). سواحلی که ارتفاع متوسط امواج مؤثر در آن‌ها کمتر از یک متر باشد جزو سواحل کم‌انرژی محسوب می‌شوند. بررسی ویژگی‌های موج در این منطقه طی سال‌های ۱۹۸۳-۲۰۰۹ نشان می‌دهد ساحل این منطقه جزو سواحل کم‌انرژی به‌شمار می‌رود؛ به‌طوری‌که ۷۲ درصد ارتفاع امواج بین ۰.۰۲-۰.۹۹ متر است. حدود ۲۷ درصد امواج این منطقه با رقم ارتفاعی صفر ثبت شده‌اند و فقط ۱ درصد امواج ارتفاعی بالغ بر ۰.۹۹-۲.۳۳ متر دارند. مطالعهٔ گل‌موج‌های منطقه حاکی از این واقعیت است که جهت غالب امواج شمال‌غربی است (شکل ۴). این روند همانند روند غالب باد نمی‌تواند تأثیر مورفودینامیک خود را بر خط ساحل بگذارد. تنها امواج تأثیرگذار در این منطقه امواج با جهت جنوب و جنوب‌شرق (مورب) هستند که با توجه به فراوانی و ارتفاع کمتر امواج و شیب بسیار کم پیش‌کرانه در فاصلهٔ دورتری از ساحل می‌شکنند؛ در نتیجه، انرژی کم این امواج نیز با رسیدن به ساحل تحلیل می‌رود.

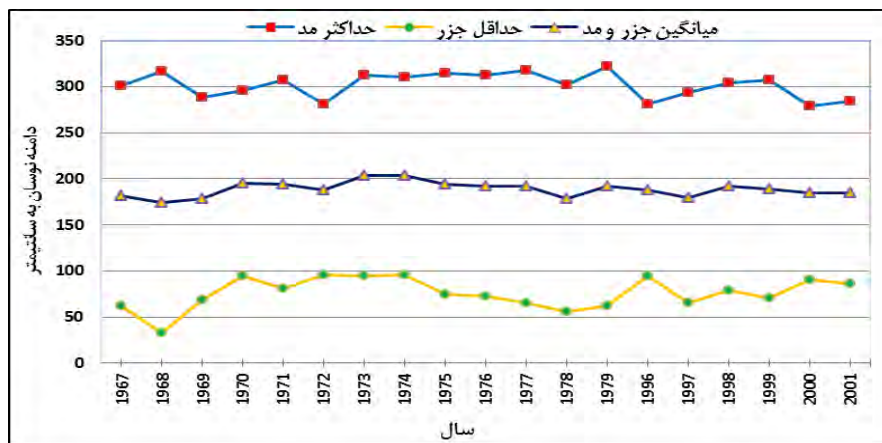


شکل ۴. جهت، فراوانی، ارتفاع، و سرعت باد غالب، موج و جریان‌های دریایی منطقه مطالعاتی

تأثیر مورفودینامیکی جریان‌های دریایی و جزرومدی در تغییر خط ساحلی

هنگامی که سرعت جریان‌ها به بیش از 15 cm/s برسد، قادرند ماسه‌های ریز تا متوسط ($0.1 - 0.5$ میلی‌متر) را جابه‌جا کنند. جریان‌های ایجادشده به وسیله باد و جزرومد برای به حرکت درآوردن ماسه و شن‌های کف دریا، حمل مواد در امتداد ساحل، و فراهم کردن رسوبات برای سواحل ماسه‌ای به اندازه کافی قوی‌اند (برد، ۲۰۰۸: ۳۵). جریان‌های دریایی در این منطقه از خلیج فارس روندی شمال غرب- جنوب شرق دارد که در جهت خلاف عقربه‌های ساعت در جریان‌اند (شکل ۴). از آنجا که خط ساحل در قاعده دلتای اروندرود نقطه ثقل تغییر مسیر جریان‌های دریایی در خلیج فارس قلمداد می‌شود، نقش انتقال جریان آب و رسوب آورده‌شده توسط اروندرود و بهمن‌شیر را از سمت شرق به غرب به‌عهده می‌گیرد. بررسی مشخصات این جریان‌ها نشان می‌دهد سرعت بیش از ۵۱ درصد از جریان‌های دریایی ثبت‌شده طی سال‌های ۲۰۰۹-۲۰۱۱ بین $0.5 - 1.3 \text{ cm/s}$ است و فقط ۱.۳ درصد از آن‌ها با سرعتی بیش از یک متر سعی دارند بر مورفولوژی ساحلی تأثیر بگذارند. البته، نباید اثر نیروی کوریولیس در انحراف مسیر جریان‌های دریایی این منطقه به سمت غرب را نیز نادیده گرفت؛ زیرا هر ماده متحرک در سیاره زمین اگر حرکت آن بر نیروی کنترل‌کننده و مرکزگرا غلبه کند، توسط نیروی کوریولیس از مسیر مستقیم حرکت خود منحرف می‌شود. این انحراف در کلیه سیالات واقع در نیمکره شمالی به سمت غرب است (ورناصری قندعلی و کتابداری، ۱۳۸۸). تأثیر این نیرو با چشم قابل دیدن و در آزمایشگاه قابل سنجش مستقیم نیست؛ به همین دلیل، کمتر در پژوهش‌ها بررسی می‌شود (موسوی نصر، ۱۳۹۰).

مطالعه پدیده جزرومد در قاعده دلتاهایی که شیب بسیار ناچیزی دارند از اهمیت خاصی برخوردار است. این شیب ناچیز سبب می‌شود خط ساحلی نسبت به میزان پیشروی دریا حساسیت قابل توجهی نشان دهد. در منطقه مطالعاتی نه تنها قاعده دلتای اروندرود تحت تأثیر جریان‌های جزرومدی خلیج فارس قرار دارد، بلکه رودخانه اروند و بهمن‌شیر تحت تأثیر این شرایط جزرومدی هستند. لذا، پس از بررسی آمار جمع‌آوری‌شده ایستگاه‌های جزرومدی و حصول اطمینان از صحت اطلاعات، آمار حداکثر مدهای سالانه و حداقل جزرهای سالانه در طول دوره آماری نوزده‌ساله استخراج و تحلیل شد.



شکل ۵. روند تغییرات دامنه نوسانات سطح آب خلیج فارس در ایستگاه خسروآباد طی ۱۹ سال

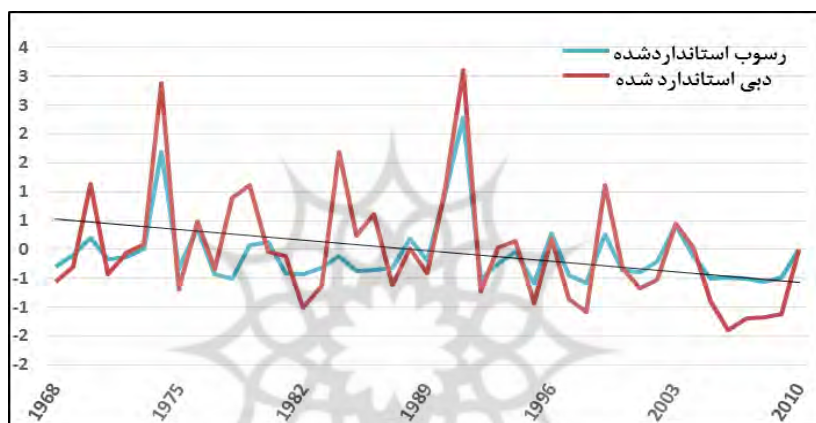
بررسی‌ها نشان می‌دهد تراز جزرومد در این منطقه از خلیج فارس (به جز خورموسی) به بیشترین حد خود می‌رسد؛ به طوری که آب دریا به سبب شیب بسیار کم قاعده دلتا و عمق کم پیشکرانه تا ۱۸۰ کیلومتر در خاک ایران و عراق پیشروی می‌کند (رامشت، ۱۳۷۲: ۳۷). بررسی آمار نوزده ساله نوسان سطح آب ایستگاه خسروآباد گویای این واقعیت است که حداکثر ارتفاع آب دریا در حالت مد ۳۲۲ cm و حداقل آن ۳۲ cm است (شکل ۵).

رودخانه اروند پُرآب‌ترین رودخانه مرزی ایران است که حوضه آن در ایران، عراق، و ترکیه واقع شده است. آب اروندرود از سه رودخانه دجله و فرات و کارون سرچشمه می‌گیرد. سرچشمه اولیه رودخانه‌های دجله و فرات در خاک ترکیه قرار دارد؛ اما همین دو رود برای پیوستن به مصب خود در خلیج فارس از آب رودخانه‌های کرخه، زاب، دیاله، بکوره، سیروان، و الوند- که همگی از ایران سرچشمه می‌گیرند- تغذیه می‌شوند. از نظر میزان دبی رینولد (۱۹۹۳) میانگین دبی سالانه رودخانه اروند را $1456 \text{ m}^3/\text{s}$ و الوسیری و پوکوانیچ (2017) $240 \text{ m}^3/\text{s}$ برآورد کرده‌اند. این رقم بیشتر مربوط به جریان رود کارون ($748 \text{ m}^3/\text{s}$) است (رینولد، ۱۹۹۳).

فعالیت‌های انسانی و دینامیک رودخانه‌ای

فعالیت‌های انسانی سبب شده بر روی سیستم رودخانه‌ای اروند در حال حاضر و اواخر قرن گذشته تغییرات اساسی هیدرولوژیکی رخ دهد و میزان آورد آب و رسوب را به طور معنی‌داری تحت تأثیر قرار دهد. از آنجا که دشت ساحلی خوزستان بسیار مسطح است و در سه دهه اخیر به علت احداث سد‌های بزرگ روی آن (سد کارون ۲، ۳، ۴، گتوند و مسجدسلیمان که از سال ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۱ احداث شده‌اند) از مقدار جریان کاسته شده است، رودخانه وارد مرحله رسوب‌گذاری شده و از ظرفیت آن کاسته شده است. از طرفی نیز، تجاوز به حریم رودخانه باعث شده است تا بازه انتقال جریان کوچک‌تر شود. به همین دلیل، رودخانه کارون در پایین‌دست اهواز متأثر از مدیریت سد‌های بزرگ کشور است. در فاصله خروجی سد‌ها تا محل اتصال آن به اروند کانال‌های زیادی با اهداف مختلف، به خصوص آبیاری، احداث شده است. البته، در خصوص رودخانه اروند شرایط بسیار متفاوت است. به عبارتی دیگر، رودخانه اروند بیش از آنکه تحت تأثیر آورد شاخه‌های اصلی آن باشد، از جزرومد تأثیر می‌پذیرد. اروندرود را به علت جزرومدها و نوع جریانش (جریان آرام بر سطح و جریان سریع و متلاطم در عمق) رودخانه وحشی نیز می‌نامند.

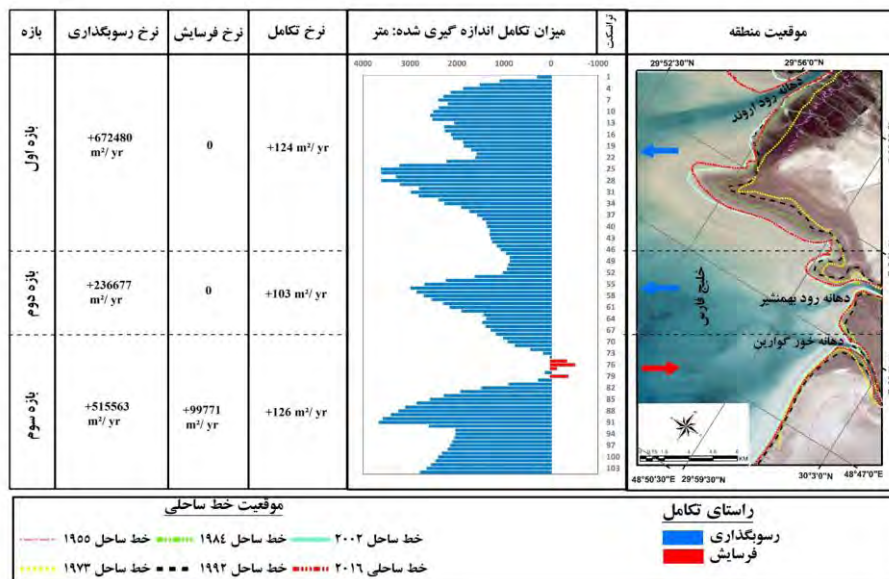
برای مطالعه میزان تأثیر حجم ورودی جریان آب و رسوب به دهانه آروند و پی بردن به دلایل پیشروی‌های صورت گرفته خط ساحلی به‌ویژه در مصب اروندرود طی سال‌های مورد بررسی، بایستی آمار دبی و رسوب ایستگاه‌های هیدرومتری منتهی به رودخانه آروند مطالعه شود (جدول ۴). طی عملیات احداث سد در بالادست اهواز بر رودخانه کارون، به‌ویژه از سال ۱۹۷۵ تاکنون، روند دبی آب و رسوب وارد به دهانه آروند به تدریج کم شده و عملیات دلتاسازی نسبت به سال‌های قبل از آن کاهش چشم‌گیری یافته است. مطالعه خط ساحلی ۱۹۵۵-۱۹۷۳، که رود کارون یکی از پیک‌های بلند ورود جریان آب و رسوب به رودخانه آروند را تجربه کرده است، با بیشترین پیشروی خط ساحل همراه بوده است (شکل ۶). افزایش دبی و رسوب در این دوره آماری مربوط به زمانی است که تعداد سدهای ساخته‌شده بر روی رودخانه کارون به مراتب بسیار کمتر از دوره‌های بعدی است؛ به طوری که مهم‌ترین سد ساخته‌شده بر رودخانه کارون در نزدیکی اهواز سد کارون ۱ است که در سال ۱۹۷۵ ساخته شده است.



شکل ۶. روند تغییرات استاندارد شده دبی و رسوب معلق ایستگاه اهواز طی ۴۲ سال

جدول ۴. آمار دبی و رسوب معلق ثبت‌شده ایستگاه هیدرومتری اهواز (۱۹۶۸-۲۰۱۰)

سال	رسوب (تن در روز)	دبی جریان (M ³ /S)	سال	رسوب (تن در روز)	دبی جریان (M ³ /S)	سال	رسوب (تن در روز)	دبی جریان (M ³ /S)
۱۹۶۸	۵۴۴۲	۱۰۴۲	۱۹۸۳	۵۲۳	۳۴۲	۱۹۹۷	۱۰۸۱	۸۰۰
۱۹۶۹	۵۹۱	۵۱۰	۱۹۸۴	۵۷۴	۴۸۸	۱۹۹۸	۳۷۵	۳۹۹
۱۹۷۰	۸۱۶	۶۱۲	۱۹۸۵	۳۵۰	۱۳۸۴	۱۹۹۹	۹۲	۳۱۳
۱۹۷۱	۶۸۳	۱۱۶۸	۱۹۸۶	۲۸۲	۸۲۷	۲۰۰۰	۷۳۴	۱۱۶۴
۱۹۷۲	۷۷۷	۵۶۵	۱۹۸۷	۲۵۱	۹۶۷	۲۰۰۱	۴۱۱	۶۰۵
۱۹۷۳	۶۶۱	۷۰۶	۱۹۸۸	۵۹۶	۴۸۸	۲۰۰۲	۴۵۸	۴۶۸
۱۹۷۴	۸۰۵	۷۶۶	۱۹۸۹	۱۰۵۱	۷۳۸	۲۰۰۳	۷۵۳	۵۲۶
۱۹۷۵	۱۲۱۵	۱۸۵۳	۱۹۹۰	۷۳۳	۵۷۱	۲۰۰۴	۱۱۱۲	۹۰۵
۱۹۷۶	۵۸۳	۴۶۴	۱۹۹۱	۱۳۵۹	۱۱۱۷	۲۰۰۵	۶۵۶	۷۴۳
۱۹۷۷	۱۰۳۷	۹۲۰	۱۹۹۲	۱۴۶۷	۱۹۳۳	۲۰۰۶	۲۸۰	۳۸۲
۱۹۷۸	۲۹۸	۶۰۳	۱۹۹۳	۱۹۱	۴۵۱	۲۰۰۷	۶۴۰	۱۹۱
۱۹۷۹	۱۰۱	۱۰۷۷	۱۹۹۴	۴۷۰	۷۴۲	۲۰۰۸	۳۴۷	۲۷۰
۱۹۸۰	۵۷۴	۱۱۶۶	۱۹۹۵	۶۹۶	۷۸۹	۲۰۰۹	۱۹۲	۲۷۹
۱۹۸۱	۱۰۲۳	۷۱۲	۱۹۹۶	۷۱	۳۷۰	۲۰۱۰	۴۱۶	۲۹۳
۱۹۸۲	۲۷۷	۶۸۸	-	-	-	-	-	-



شکل ۷. تغییرات مکانی خطوط ساحلی قاعده دلتای اروندرود طی بازه زمانی ۱۹۵۵-۲۰۱۶ و نرخ فرسایش و رسوب گذاری قاعده دلتا به صورت موردی (دوره زمانی ۱۹۹۲-۱۹۸۴)

نتیجه گیری

در این پژوهش ۲۳ کیلومتر از خط ساحلی شمال غرب خلیج فارس واقع در بخش ایرانی قاعده دلتای اروندرود به عنوان بزرگترین دلتای خلیج فارس مطالعه شد. بخش ایرانی این دلتا نتیجه تراکم رسوباتی است که از فرسایش سازندهای سست زاگرس توسط بزرگترین رودخانه ایران، کارون، و کرخه طی دوره کوتاترزی به وجود آمده است. مروری بر یافته‌های پیشین و مشاهدات مستقیم و غیرمستقیم نشان می‌دهد دامنه تغییرات خط ساحلی در این محدوده نسبت به سایر نقاط دیگر خلیج فارس بسیار زیاد است. از این رو، هدف اصلی از این پژوهش بررسی زمانی این تغییرات و شناخت عوامل مؤثر در ایجاد آن است. بررسی خطوط مستخرج از رقوم‌سازی تصاویر با استفاده از تکنیک DSAS نشان می‌دهد بیشترین تغییر در خط ساحلی در دوره زمانی ۱۹۵۵ تا ۱۹۷۳ رخ داده است. بررسی این تغییرات در سایر دوره‌های زمانی بعدی پیشروی خط ساحلی را بیشتر از پسروی نشان می‌دهد. عمده این تغییرات در مصب رودخانه اروند و کمترین آن در بخش شرقی محدوده مطالعاتی نزدیک به دهانه قدیمی رودخانه اروند است - که اکنون به خور تبدیل شده است. تحدب موجود در خط ساحلی، به‌ویژه دهانه رودخانه اروند، نتیجه تراکم حجم فراوانی از آورد رسوبی است که توسط سه رودخانه بزرگ کارون در ایران و دجله و فرات در عراق طی شصت سال اخیر ایجاد شده است. با بررسی آمار دبی آب و رسوب ایستگاه هیدرومتری محدوده مورد مطالعه، این نتیجه حاصل شد که دینامیک نقل و انتقال جریان آب و رسوب وارده رودخانه اروند به خط ساحلی عامل اصلی پیشروی خط ساحلی این بخش از سواحل خلیج فارس معرفی شده است. دلتاسازی بین سال‌های ۱۹۵۵-۱۹۷۳ به بیشترین مساحت رسیده است؛ گفتنی است این پیشروی با یکی از بلندترین پیک‌های ورودی جریان آب و رسوب به اروند همراه بوده است. مطالعه سایر فرایندهای مؤثر هیدرودینامیک خط ساحلی (گل‌باد، گل‌موج، گل‌جریان، و جزرومد) گویای این واقعیت است که جریان‌های دریایی در مقیاس محلی با جهت شرق به غرب و نیروی کوریولیس در مقیاس منطقه‌ای نقش اساسی در شکل‌گیری تحدب خط ساحلی به سمت غرب و رشد زبانه‌های ماسه‌ای به این سمت را برعهده دارند. نتایج این تحقیق کمابیش با یافته‌های یمانی و همکاران (۱۳۹۲) برای دوره ۱۹۷۷-۲۰۰۵ و رنجبر و ایرانمنش (۱۳۹۰) برای دوره ۱۹۵۵-۱۹۹۲ هم‌خوانی دارد.

منابع

- اداره کل مهندسی سواحل و بنادر سازمان بنادر و دریانوردی (۱۳۹۳). ژئومورفولوژی در مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی ایران، ج ۲، سواحل خلیج فارس و دریای عمان.
- جودکی، م.؛ عبیات، ا.؛ اژدری، ع.؛ درویشی، ج. و یوسفی، م. (۱۳۹۴). بررسی محیط‌های رسوبی کواترنری در استان خوزستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره پرونده ۷۹۳۱.
- رامشت، م.ج. (۱۳۷۲). مکانیسم سرعت و جهت آب اروند در ارتباط با پدیده جزرومد، پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۳: ۳۳-۴۴.
- رنجبر، م. و ایران‌منش، ف. (۱۳۹۰). مورفودینامیک ساحلی و تغییرات دوره‌ای شمال دریا عمان، جغرافیا، ۹(۳۱): ۲۳۵-۲۴۵.
- فرج‌زاده، م.؛ شایان، س. و شفیع‌فر، م. (۱۳۹۱). راهنمای مطالعات ریخت‌شناسی دلتاها، معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی ریاست جمهوری - وزارت نیرو، شماره نشریه ۵۶۲.
- کمبجانی، ف.؛ نصرالهی، علی؛ نظری، ن. و ناهید، ش. (۱۳۹۳). تحلیل رژیم باد خلیج فارس با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی، نیوار، ۸۵-۸۴: ۲۷-۴۴.
- موسوی نصر، س. (۱۳۹۰). نیروی کوریولیس، آموزش رشد زمین‌شناسی، ۱۶(۳): ۱۳-۲۲.
- نوحه‌گر، ا. و حسین‌زاده، م.م. (۱۳۹۰). دینامیک دریا و عوامل مؤثر بر نوسانات تراز دریا در تحول قاعده دلتاهای شمال تنگه هرمز، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۲(۴۳): ۱۲۵-۱۴۲.
- ورناصری قندعلی، ش. و کتابداری م.ج. (۱۳۸۸). تخمین عددی اثر نیروی کوریولیس بر سرعت جریان موازی ساحل (مطالعه موردی مصب رودخانه بهم‌نشین)، هشتمین کنگره بین‌المللی مهندسی عمران، ۲۱-۲۳ اردیبهشت، دانشگاه شیراز، ایران.
- یمانی، م.؛ مقیمی، ا.؛ معتمد، ا.؛ جعفری‌گلو، م. و لرستانی، ق. (۱۳۹۲). بررسی تغییرات سریع خط ساحلی قاعده دلتای سفیدرود به روش تحلیل نیمرخ‌های متساوی البعد، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۵(۲): ۱-۲۰.
- Abam, T.K.S. (1999). Impact of Dam on the Hydrology of the Niger Delta, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(3): 23-251.
- Al Bakri, D. (1996). Natural Hazards of Shoreline Bluff Erosion: A Case Study of Horizon View, Lake Huron, *Geomorphology*, 48(17): 323-337.
- Al Tahir, R. and Ali, A. (2004). Assessing landcover changes in the coastal zone using aerial photography, *Surveying and Land Information Science*, 64(2): 107-112.
- Alosairi, Y. and Pokavanich, T. (2017). Seasonal circulation assessments of the Northern Persian Gulf, *Marine Pollution Bulletin*, 116: 270-290.
- Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology: an introduction*, Hoboken, N.J: Wiley, Second edition, PP. 1-254.
- Cracknell, A.P. (1999). Remote sensing techniques in estuaries and coastal zones, an update, *International Journal of Remote Sensing*, 20(3): 485-496.
- Dada, O.A.; Li, G.; Qiao, L.; Ma, Y.; Ding, D.; Xu, J.; Li, P.; Yang, J. (2016). Response of waves and coastline evolution to climate variability off the Niger Delta coast during the past 110 years, *Journal of Marine Systems*, 160: 64-80.
- Directorate General of Coasts and Ports PMO (2014). *Geomorphology in Iran Integrated Coastal Zone Management, Volume II: the Persian Gulf and Oman Sea*.

- Dolan, R.; Fenster, M.S. and Holme, S.J. (1991). Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion, *Journal of Coastal Research*, 7(3): 723-744.
- El Mrini, A.; Maanan, M.; Anthony, E. and Taaouati, M. (2012). An integrated approach to characterize the interaction between coastal morphodynamics, geomorphological setting and human interventions on the Mediterranean beaches of North- Western Morocco, *Applied Geography*, 1-2: 344- 351.
- Farajzadeh, M., Shayan; S .; Shafieefar, D. (2012). Guideline for Delta of Study Morphology, Office of Deputy for Strategic Supervision Department of Technical Affairs - Ministry of Energy, No.562.
- Heyvaert, V.M.A. and Baeteman, C. (2007). Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran), *Marine Geology*, 242: 83-108.
- Himmelstoss, E.A. (2009). DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide.
- Joudaki, M.; Abyat, A.; Ajdari, S.; Dervish, J. and Yousefi, M. (2015). Study of Quaternary sedimentary environments in Khuzestan province, Geological Survey of Iran, No. 7931.
- Kamijani, F; Nasrollahi, A; Nazari, N; Nahid, S. (2014). Wind regime of Persian Gulf analysis using data from synoptic stations, *Nivar*, 85-84: 27-44.
- Marfai, M.A.; Almohammad, H.; Dey, S.; Susanto, B. and King, L. (2008). Coastal dynamic and shoreline mapping: multi-sources spatial data analysis in Semarang Indonesia, *Environmental Monitoring and Assessment*, 142: 297-308.
- Mousavi Nasr, S. (2011). Coriolis force, *Roshd Magazine (Geology)*, XVI(3): 13-22.
- Moussaid, J.; Ait For a, A.; Zourarah, B.; Maanan, M. and Maanan, M. (2015). Using automatic computation to analyze the rate of shoreline change on the Kenitra coast, Morocco, *Ocean Engineering*, 102: 71-77.
- Nohegar, A. and Hossein Zadeh, M.H. (2011). Sea Dynamics and the Factors Affecting Sea Level Fluctuations the Evolution of the Deltas Base in Northern Strait of Hormuz, *Geography and Environmental Planning*, 22(43): 125-142.
- Ramesht, M.H. (1993). The mechanism of Arvandrud speed and direction in relation to the phenomenon of the tide, *Geographical Research Quarterly*, 33: 44-33.
- Ramírez-Cuesta, J.M.; Rodríguez-Santalla, I.; Javier Gracia, F.; Sanchez-García, M.J. and Barrio-Parr, F. (2016). Application of change detection techniques in geomorphological evolution of coastal areas. Example: Mouth of the River Ebro (period 1957-2013), *Applied Geography*, 75: 12-27.
- Ranjbar, M. and Iranmanesh, F. (2011). Coastal morphodynamic and cyclical changes in the north of Oman sea, *Geography*, IX(31): 245-235.
- Reynolds, R. M., 1993, *Physical Oceanography of the Persian Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman – Results from the Mt. Mitchell Expedition*, *Marine Pollution Bulletin*, Vol. 27 : 35-59.
- Sherman, D. and Bauer, B.O. (1993). Coastal Geomorphology through the Looking Glass, *Geomorphology*, 7(2): 225-249.
- Su, M.; Yao, P.; Bing Wang, Z.; Kuan Zhang, C. and Marcel Stive, J.F. (2017). Exploratory morphodynamic hindcast of the evolution of the abandoned Yellow River delta, 1578-1855 AD, *Marine Geology*, 383: 99-119.
- Varnaseri e Ghandali, Sh. and Ketabdari, M.J. (2009). Numerical estimate of the Coriolis force effect on the current rate parallel to the shore (Case Study Bahmanshir estuary), eighth International Congress on Civil Engineering, May 21-23, Shiraz University, Iran.
- Vita-Finzi, C. (1979). Rates of Holocene folding in the coastal Zagros near Bandar Abbas, Iran, *Nature*, 278: 632-634.

- Walstra, J.; Heyvaert, V.M.A. and Verkinderen, P. (2010). Assessing human impact on the Jarrahi fan development using satellite images: a case-study from Lower Khuzestan (SW Iran), *Geodinamica Acta*, 23(5-6): 267- 285.
- Woodbridge, K.P.; Parsons, D.R.; Heyvaert, V.M.A.; Walstra, J. and Frostick, L.E. (2016). Characteristics of direct human impacts on the rivers Karun and Dez in lowland south-west Iran and their interactions with earth surface movements, *Quaternary International*, 392: 315-334.
- Yamani, M.; Moghimi, A.; Motamed, A.; Jafarbeglo, M. and Lorestani, Gh. (2013). Fast Shoreline Changes in Sefidrud Delta Using Transects Analyses Method, *Physical Geography Research Quarterly*, 45(2): 20-1.
- Zheng, S.H.; Wu, B.; Wang, K.; Tan, G.; Han, S.H. and Thorne, C.R. (2017). Evolution of the Yellow River delta, China: impacts of channel avulsion and Progradation, *International Journal of Sediment Research*, 32(1): 34-44.
- Zuzek, P.J.; Nairn, R.B. and Thieme, S.J. (2003). Spatial and Temporal Consideration for Calculating Shoreline Change Rates in the Great Lakes Basin, *Journal of Coastal Research*, 38(2): 125-146.

