پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال دوم، شماره ٤، بهار ۱۳۹۳
صص. ۱۰٤-۸٦

هیدرودینامیک دریا و تأثیر آن در تشکیل توده‌های ماسه‌ای ساحلی

مطالعه موردی: سواحل غربی مکران

سیاوش شایان* ـ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس
محمد اکبریان ـ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس
مجتبی یمانی– دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
محمد شریفی کیا– استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس
مهران مقصودی– دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۳/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۱۱/۲۴

چکیده

ساحل محل تلاقی پهنه‌های آبی و خشکی و دینامیک هوا بوده و از دیدگاه ژئومورفولوژی به عنوان یک منطقه بسیار مورفودینامیک قلمداد می‌گردد. توده‌های ماسه‌ای بر اثر تأثیر عوامل مختلف در مناطق ساحلی ایجاد می‌شوند و بررسی چگونگی تشکیل و تکوین آن‌ها در برنامه‌ریزی هاو مدیریت محیطی منطقه ساحلی دارای اهمیت فراوان است. هدف اصلی این پژوهش شناسایی عملکرد دینامیک دریا بر مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی در بخش غربی جلگه مکران است. توزیع فضایی لندفرم‌های ساحلی، سرعت و جهت باد، طول بادگیر سواحل منطقه، شاخص‌های گرانولومتری رسوب و اطلاعات موج و جریان‌های دریایی داده‌های این تحقیق می‌باشند. نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS، بینوکلر و نرم‌افزارهای رایانه‌ای از جمله Gradistat , WRPlot View و Arc GIS، ابزار تحقیق بوده‌اند. پس از تهیه نقشه محدوده پراکنش توده‌های ماسه‌ای ساحلی، با استفاده از معادله مولیتور و نرم‌افزار WRPlot View، گل‌بادها و گل‌موج‌های ماهانه و سالانه ساحلی منطقه ترسیم شد. تغییرات ماهانه دبی آب و رسوب رودخانه‌های اصلی منطقه نیز به کمک گردآوری نتایج سایر مطالعات و آمار ایستگاه‌های هیدرومتری بررسی شد. برای مطالعات رسوب‌سنجی، چهار نمونه رسوب از محدوده‌های جزر و مدّی، به موازات هر یک از توده‌های ماسه‌ای ساحلی برداشت و پس از تفکیک با الک‌های استاندارد ASTM، به کمک نرم‌افزار Gradistat تحلیل شد. بر اساس یافته‌های تحقیق نسیم دریا ماسه‌های برداشت‌شده از پیش‌کرانه جزر و مدّی را به فاصله کمی از ساحل و به موازات خط ساحلی بر روی پس‌کرانه خشکی برجای می‌گذارد. همچنین با توجه به انحناهای خط ساحلی و هیدرودینامیک رودخانه‌ها، امواج با رانش رسوب در جهات مختلف، بر مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی به شکل فعلی تأثیر داشته‌اند. در ساحل جنوبی، امواج ساحلی رانش شرقی رسوب را سبب می‌شوند. در دماغه کوه‌مبارک، رسوبات در فصل زمستان رانش جنوبی و در سایر فصل‌ها رانش غربی دارند. در سواحل سیریک و کوهستک(ساحل تنگه هرمز) جهت رانش رسوبات شمالی است.

واژگان کلیدی: ژئومورفولوژی ساحلی، ماسه ساحلی، دینامیک دریا، حرکات آب دریا، جلگه مکران

---

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۴۸۵۶۴۶۷ E-mail: shayan314@yahoo.com

مقدمه

تپه‌های ماسه‌ای در سواحل اکثر دریاها و اقیانوس‌ها به وجود می‌آیند. این تپه‌ها زاییده اثرات متقابل امواج دریا، جریانات دریایی، وزش باد و مواد رسوبی موجود در ساحل می‌باشند. آن‌ها تکمیل‌کننده اجزاء محیط ساحلی بوده و اساس اکوسیستمی را تشکیل می‌دهند که اجتماعات ارزشمندی از گیاهان و جانوران را در خود جای داده است(Kidd, 2001). منطقه مورد مطالعه جزو بیابان‌های سواحل دریای عمان است؛ جایی که فراوانی بادهای شدید به خصوص در فصل تابستان از ویژگی‌های آن محسوب می‌شود. این منطقه از دیدگاه ژئومورفولوژی دینامیک کاملاً فعال است. تحولات ژئومورفولوژیک زیادی بر دشت اثر گذاشته و انواع لندفرم‌های فرسایشی، خاصه لندفرم‌های بادی را می‌توان در آن مشاهده نمود.

نواحی خشک و سواحل دریاها مساعدترین قلمرو عملکرد باد هستند(محمودی، ۱۳۸۹)؛ حال اگر سواحل دریا منطبق با مناطق خشک اقلیمی‌باشد، آثار فرسایش بادی و فرایندهای آن پیچیدگی بیشتری خواهد داشت. تقریباً اکثر امواج دریایی توسط باد ایجاد می‌شوند، اگرچه عوامل دیگری نظیر انفجارات آتشفشانی، زلزله و یا حتی سقوط توده‌های یخچالی نیز ممکن است موج ایجاد کنند (United Kingdom Hydrographic Office, 2004). ارتفاع امواج دریایی به عوامل چندی از جمله مدت وزش باد، طول بادگیر و توان جریان یا نیروی باد، بستگی دارد(United Kingdom Hydrographic Office, 2004). امواجی که به سمت ساحل حرکت کرده و بالأخره شکسته می‌شوند، ممکن است بر روی شیب ساحل پخش‌شده و یا با فشار به دیواره‌های ساحلی برخورد کنند. در مورد نیروی برخورد امواج، مطالعات کتابخانه‌ای زیادی صورت گرفته که از آن جمله می‌توان به مطالعات بگنولد[1](۱۹۳۹)، روس[2](۱۹۵۵)، هایاشی و هاتوری[3](۱۹۵۸) اشاره کرد. فرسایش تپه‌ها و سواحل ماسه‌ای نیز از جمله مسائل عمومی مهندسی سواحل است که توجه محققین بسیاری از جمله دین[4](۱۹۷۳)، وِلینگا[5](۱۹۸۶)، دِتا و اُلیژکا[6](۱۹۸۷)، اِستیتزِل[7](۱۹۹۳)، لارسون و همکاران[8](۲۰۰۴) را به خود جلب کرده است.

گستردگی امواج طوفانی و قطر ذرات بستر از مهم‌ترین ویژگی‌هائی است که بر میزان فرسایش تپه‌های ماسه‌ای ساحلی تأثیرگذاراست. اگر امواج طوفانی کوتاه‌تر، ارتفاع موج کمتر، دوره بازگشت امواج کوتاه‌تر، زمان وزش طوفان کمتر و قطر ذرات ماسه درشت‌تر باشد، فرسایش تپه‌های ماسه‌ای ساحلی کاهش می‌یابد(Rijn, 2013). یکی از عواملی که باعث حرکت ماسه از ناحیه جزر و مدّی به کرانه ساحلی می‌شود، نسیم دریا به خشکی است. نسیم دریا در سواحل شمالی خلیج‌فارس علاوه بر اختلاف پهنه دریا و خشکی، از توپوگرافی سطحی و دوری و نزدیکی ارتفاعات به دریا نیز تبعیت می‌کند(شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۸۳). یمانی(۱۳۷۸) در مطالعه حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی(در سواحل مکران) به کمک مقایسه عکس‌های هوایی در دو بازه زمانی ۴۰ ساله، تغییرات خط و پهنه ساحلی را در قالب بیش از ۱۵ سایت بررسی کرده به این نتیجه رسید که رسوبات منتقل‌شده توسط رودها به خط ساحل، توسط امواج مایل جنوب‌شرقی در طول خط ساحل به سمت مغرب حرکت می‌نمایند، جریان تدریجی رسوب به سمت مغرب، باعث تشکیل پیکان‌های ساحلی و در نهایت تشکیل تالاب‌های جزر و مدی می‌شود.

---

[1]- Babnold
[2] -Ross
[3] -Hayashi and Hattori
[4] -Dean
[5] -Vellinga
[6] -Detta and Uliczka
[7] -Steetzel
[8] -Larson et al.

محمودی(۱۳۸۱)، مجموعه ماسه‌های سواحل عمان را به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم نمود، از دید او ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل شکل می‌گیرند و تقریباً قسمت بیشتر ساحل را پوشانده، عرض آن‌ها از چندین ده متر تا بیش از یک کیلومتر می‌باشد؛ ماسه‌های بادی حاصل کند و کاو بادهای محلی و فصلی در رسوب‌های تخریبی و فوق‌العاده ریزدانه سیلاب‌های فصلی و اتفاقی جلگه ساحلی‌اند. غریب‌رضا و معتمد(۱۳۸۳) در بررسی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان با استفاده از مقایسه عکس‌های هوایی ۱۳۴۶ و ۱۳۷۲ و پیمایش میدانی، به این نتیجه رسیدند که تپه‌های ماسه‌ای عرضی، مرکب، پناهگاهی و پهنه‌های ماسه‌ای به علت تبادل رسوب بین دریا و ساحل، رویش گیاهان در کنار رودخانه‌ها و حرکت به سمت مرکز بیابان، رشد کرده و تپه‌های ماسه‌ای طولی، برخان و تپه‌های گنبدی، به لحاظ فرسایش بادی و تغییر شکل به انواع دیگر، دچار کاهش سطح شده‌اند.

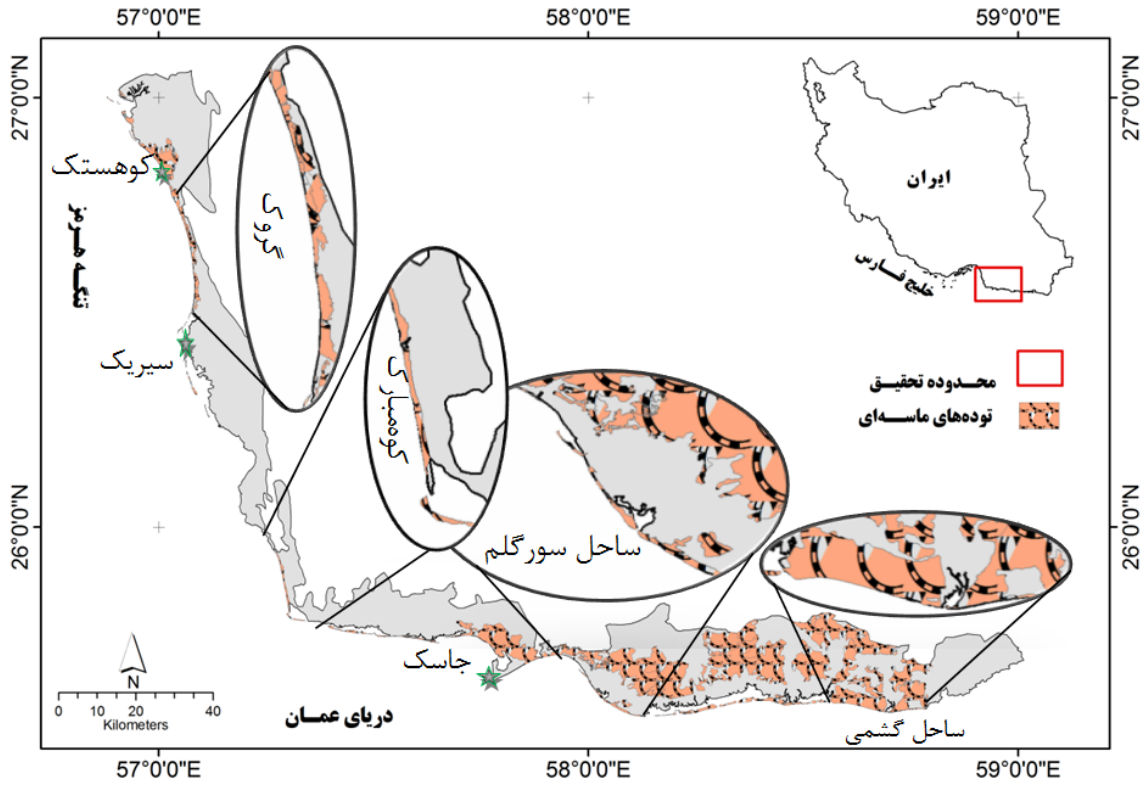
نگارش (۱۳۸۵)، در مطالعه ژئومورفولوژی خورتنگ و ویژگی‌های آن بر اساس تجربیات میدانی و مشاهدات عینی، عنوان کرد که تپه‌های ماسه‌ای ساحلی منطقه، بر اثر توفان‌های شدید دریایی که جهت غالب آن‌ها جنوب‌غربی–شمال‌شرقی است به وجود آمده‌اند؛ این تپه‌ها منشأ دریایی دارند و دارای پوسته خرده شده صدف‌های دریایی هستند؛ او عواملی از قبیل تکتونیک،ساختمان و شیب طبقات، مقاومت و جنس رسوبات، تغییرات سطح آب دریای عمان در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی را در پیدایش جلگه ساحلی مؤثر می‌داند.

هدف اصلی این پژوهش شناسایی نحوه عملکرد هیدرودینامیک دریا بر مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی در بخش غربی جلگه مکران است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه تحقیق در استان هرمزگان، سواحل شرقی تنگه هرمز و شمال دریای عمان واقع شده است. مختصات جغرافیایی آن ´۵۴ ° ۵۶ تا ´۱۹ ° ۵۹ طول شرقی و ´۳۱ ° ۲۵ تا ´۰۹ ° ۲۷ عرض شمالی است. وسعت این منطقه ۳۶۶۸/۷۹ کیلومترمربع معادل ۳۶۶۸۷۹ هکتار می‌باشد. شکل ۱ موقعیت محدوده تحقیق را نشان می‌دهد.

محدوده تحقیق، در واحد ژئومورفولوژی جلگه‌های کناره‌ای جنوب، جلگه شمال دریای عمان و از نظر زمین‌شناسی در زون مکران قرار دارد؛ این زون از رسوبات بستر دریا، سنگ‌های اوفیولیتی و رسوبات آب‌های سطحی تشکیل گردیده است. این منطقه از نظر مناطق بزرگ اقلیمی جزو منطقه بلوچی می‌باشد (نزدیک با آب و هوای بیابانی و سندی و نیمه استوایی است). میزان ریزش‌های سالیانه آن، کمتر از ۳۰۰ میلی‌متر (عموماً کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر) بوده و تقریباً تمام بارندگی در فصل زمستان صورت می‌گیرد (دباغ،۱۳۸۱). بر اساس مطالعات محمودی(۱۳۸۱) مجموعه ماسه‌های منطقه، به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم می‌شوند، ماسه‌های ساحلی بدون استثناء موازی با ساحل شکل‌گرفته‌اند. تراکم شکل‌های ماسه‌ای تا حد زیادی به پهنای نوار ساحلی بستگی دارد(یمانی، ۱۳۸۷)، بخش جنوبی منطقه پهنای بیشتری داشته و گسترش توده‌های ماسه‌ای بر سطح آن بیشتر است؛ ولی در بخش غربی صرفا به موازات خط ساحل محدودشده‌اند(شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه تحقیق و پراکنش جغرافیایی توده‌های ماسه‌ای در نوار ساحلی و سطح جلگه

روش تحقیق

توزیع فضایی توده‌های ماسه‌ای ساحلی، سرعت و جهت باد، طول بادگیر سواحل، اطلاعات موج و جریان‌های دریایی گردآوری‌شده از سایر مطالعات و شاخص‌های گرانولومتری رسوب، برخی از داده‌های ورودی این تحقیق بوده‌اند. نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS ، بینوکلر و نرم‌افزارهای رایانه‌ای از جمله Gradistat, $WR_{PLOT\ View}$ و Arc GIS، ابزار تحقیق هستند. پس از مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری کتاب‌ها، اسناد، مدارک و نقشه‌های مورد نیاز، مطالعه در گام‌های زیر پیگیری شد.

گام اول: در این مرحله از تحقیق، علاوه بر بررسی ویژگی‌های عمومی منطقه، نقشه محدوده پراکنش توده‌های ماسه‌ای ساحلی تهیه نیز شد.

گام دوم: با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی منطقه، درصد وزش نسیم دریا به خشکی و سرعت و جهت باد تعیین و گل‌بادهای سالانه ترسیم شد.

گام سوم: دبی آب و رسوب رودخانه‌های اصلی محدوده تحقیق به کمک گردآوری نتایج سایر مطالعات و نیز آمار ایستگاه‌های هیدرومتری سازمان آب منطقه‌ای جمع‌آوری شده، تغییرات ماهانه دبی رودهای اصلی منطقه بررسی شد.

گام چهارم: ابتدا نتایج مطالعات امواج و جریان‌های دریایی توسط سایر محققین گردآوری گردید. سپس طول بادگیر جهات مختلف در ایستگاه‌های فرضی گشمی(۱۰۰ کیلومتری شرق جاسک)، سدیج، سورگلم، جاسک شرقی، جاسک غربی، کوه‌مبارک، سیریک و کوهستک(شکل۱)، به کمک نرم‌افزار گوگل‌ارث اندازه‌گیری شد. پراکنش این ایستگاه‌ها به نحوی انتخاب شد که علاوه بر توده‌های ماسه‌ای ساحلی، معرّف تغییرات جهت ساحل و دماغه‌های ساحلی نیز باشد.

ارتفاع امواج به کمک معادله‌های مولیتور[1] (Senturk,1995) برای طول بادگیر کمتر از ۳۲ کیلومتر، بیشتر از ۳۲ کیلومتر و سواحل اقیانوسی محاسبه شد.

$F < 32kms$

$F > 32kms$

سواحل اقیانوسی

Z_d: ارتفاع موج به متر

U: سرعت باد به کیلومتر بر ساعت

F: طول بادگیر به کیلومتر

ارتفاع موج محاسبه‌شده از معادله‌های مونیتور در فایل ورودی نرم‌افزار $WR_{Plot\ View}$ در ستون سرعت باد جایگزین گردید. با استفاده از داده‌های باد ایستگاه‌های سینوپتیک جاسک و کلیماتولوژی سیرک، گل‌موج‌های ساحلی در برنامه $WR_{Plot\ View}$ ترسیم شد.

گام پنجم: با استفاده از نقشه لندفرم‌ها و مورفولوژی عمومی تراکم‌های ماسه‌ای تهیه‌شده در گام اول، نقاط نمونه‌گیری رسوب تعیین شد. چهار نمونه رسوب از محدوده‌های جزر و مدّی، به موازات هر یک از توده‌های ماسه‌ای ساحلی برداشت شد. نمونه‌ها به آزمایشگاه فرستاده‌شده و پس از تفکیک با الک‌های استاندارد ASTM، شاخص‌های گرانولومتری‌شان در نرم‌افزار Gradistat محاسبه گردید. برای تعیین سرعت آستانه برداشت رسوبات توسط باد، از روش دانه‌بندی رسوب استفاده شد. در این روش از ارتباط بین قطر ذرات خاک و سرعت بحرانی یا سرعت آستانه فرسایش بادی استفاده می‌شود(Zachar, 1982). برای این منظور قطر غالب ذرات رسوب از منحنی‌های دانه‌سنجی به دست آمده و با استفاده از جدول ۱، سرعت آستانه برداشت رسوبات توسط باد استخراج گردید.

جدول۱: رابطه قطر غالب ذرات خاک با سرعت آستانه فرسایش بادی(زاخار ۱۹۸۲ به نقل از اختصاصی ۱۳۸۶)

ردیف	قطر غالب ذرات خاک (میلی‌متر)	سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع ۱۰ متری (متر بر ثانیه)	فرسایش پذیری خاک
۱	۰/۱–۰/۱۵	۵–۷	خیلی زیاد
۲	۰/۰۵–۰/۱و۰/۱۵–۰/۵	۷–۹	زیاد
۳	۰/۰۱–۰/۰۵و۰/۵–۱	۹–۱۲	متوسط
۴	۰/۰۰۵–۰/۰۱و۱–۲	۱۲–۱۸	کم
۵	بالای ۲ و زیر ۰/۰۰۵	بالای ۱۸	جزئی

بحث و یافته‌ها

چنان‌که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، توده‌های ماسه‌ای علاوه بر سطح جلگه در بخش شرقی منطقه، صرفاً در بخش‌های خاصی از نوار ساحلی تشکیل‌شده‌اند و بخش‌های زیادی از کرانه ساحلی فاقد توده‌های ماسه‌ای است. شکل ۲، نمایی از توده ماسه‌ای ساحل گروک در شمال شهرستان سیریک را نشان می‌دهد. این توده به موازات ساحل و چسبیده به پیش‌کرانه جزر و مدی تشکیل‌شده و چنان که در تصویر مشاهده می‌شود، ارتفاع این توده‌ها از ارتفاع نخلستان هم‌جوار بسیار بیشتر است.

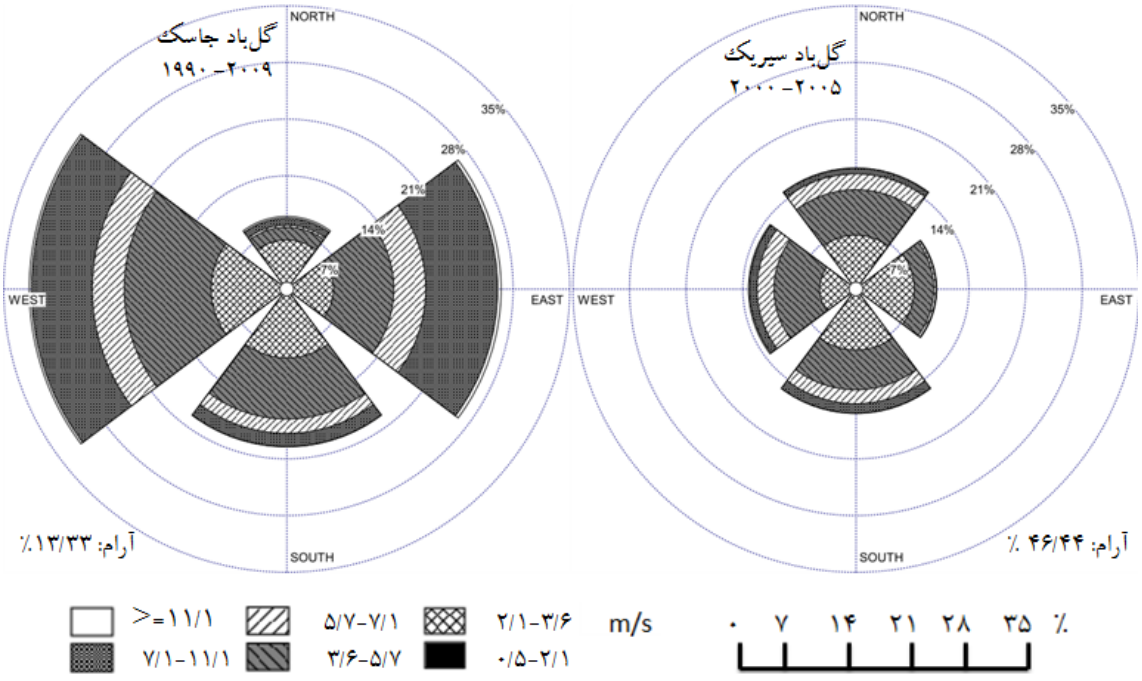
[1] Molitor

شکل ۲: نمایی از توده ماسه‌ای گروک که به موازات ساحل کشیده شده است.

شاخص‌های آماری رژیم بادناکی

نزدیک‌ترین ایستگاه سینوپتیک به محدوده تحقیق که از نظر شرایط توپوگرافی و محلی با منطقه مطابقت داشته باشد، ایستگاه هواشناسی شهرستان جاسک در ساحل جنوبی است؛ ایستگاه کلیماتولوژی سیریک نیز دارای ۵ سال آمار باد با سه دیدبانی در روز بوده و در ساحل غربی محدوده تحقیق واقع می‌باشد.

شکل ۳، گل‌باد سالانه جاسک و سیریک را در چهار جهت اصلی نشان می‌دهد. از آنجا که جهت نسیم دریا و زمان شروع آن وابسته به سرعت باد همدیدی است، وجود باد غالب و قوی همدیدی، سبب تغییر نسیم دریا می‌شود(صدیق‌زاده و همکاران، ۱۳۸۹). لیکن با توجه به روند شرقی – غربی جلگه در ساحل جنوبی و روند شمالی – جنوبی آن در ساحل غربی(شکل ۱)، موقعیت جغرافیایی محل استقرار ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده و با استناد به جدول ۲، می‌توان نتیجه گرفت که در ساحل جنوبی، نسیم خالص دریا به خشکی از جهت تقریبی جنوبی وزش داشته و ۱۹/۴۸درصد بادهای منطقه را تشکیل داده است. در ساحل غربی نیز نسیم خالص دریا از جهت تقریبی غربی می‌وزد و ۱۳/۲۹ درصد بادهای منطقه را شامل می‌شود.



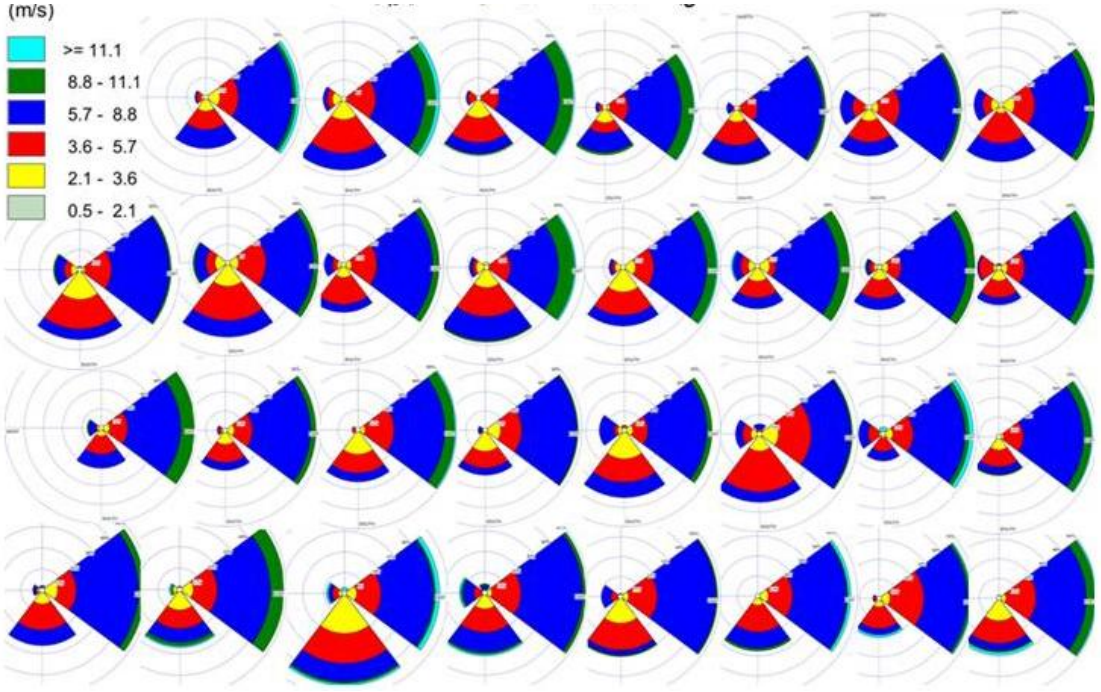
شکل ۳: گل‌باد سالانه ایستگاه سینوپتیک جاسک و کلیماتولوژی سیریک در چهار جهت اصلی

جدول ۲: توزیع فراوانی جهت‌های مختلف باد و نسیم دریا در ساحل جنوبی و ساحل غربی(تنگه هرمز)

	سرعت(m/s) / جهت	۰/۵–۱/۲	۲/۱–۳/۶	۳/۶–۵/۷	۵/۷–۸/۸	۸/۸–۱۱/۱	۱۱/۱=<	جمع (٪)
ساحل جنوبی	شمالی	۰/۱۱	۶	۱/۵۵	۰/۷۰	۰/۴۳	۰/۲۲	۸/۹۷
	شرقی	۰/۰۵	۵/۷	۷/۴۵	۱۱/۵۴	۱/۲۹	۰/۴۱	۲۶/۴۵
	*جنوبی	۰/۰۹	۸/۴	۷/۵۰	۳/۲۲	۰/۱۸	۰/۰۷	۱۹/۸۲
	غربی	۰/۰۷	۹/۳	۱۰/۷۴	۱۰/۵۱	۰/۸۸	۰/۲۷	۳۱/۷۴
	آرام	–	–	–	–	–	–	۱۳/۳۳
ساحل غربی	شمالی	۰	۶/۶۴	۵/۵۹	۲/۵۹	۰/۰۵	۰/۰۷	۱۴/۹۵
	شرقی	۰	۷/۲۱	۲/۳۹	۰/۳۶	۰	۰	۹/۹۷
	جنوبی	۰	۷/۵۲	۴/۸۹	۲/۵۴	۰/۳۶	۰/۰۴	۱۵/۳۵
	*غربی	۰	۴/۴۷	۵/۶۴	۲/۶۸	۰/۳۳	۰/۱۶	۱۳/۲۹
	آرام	–	–	–	–	–	–	۴۶/۴۴

*جهت جنوبی در ساحل دریای عمان و جهت غربی در ساحل تنگه هرمز منطبق با نسیم دریا به ساحل است.

آمار و گل‌بادهای روزانه حاکی است که علاوه بر نسیم دریا، بادهای مقابل یا همدید بعضاً شدیدی، از سایر جهت‌ها نیز وزش دارد. به عنوان نمونه، گل‌بادهای روزانه ماه اوت در شکل ۴، آورده شده است.

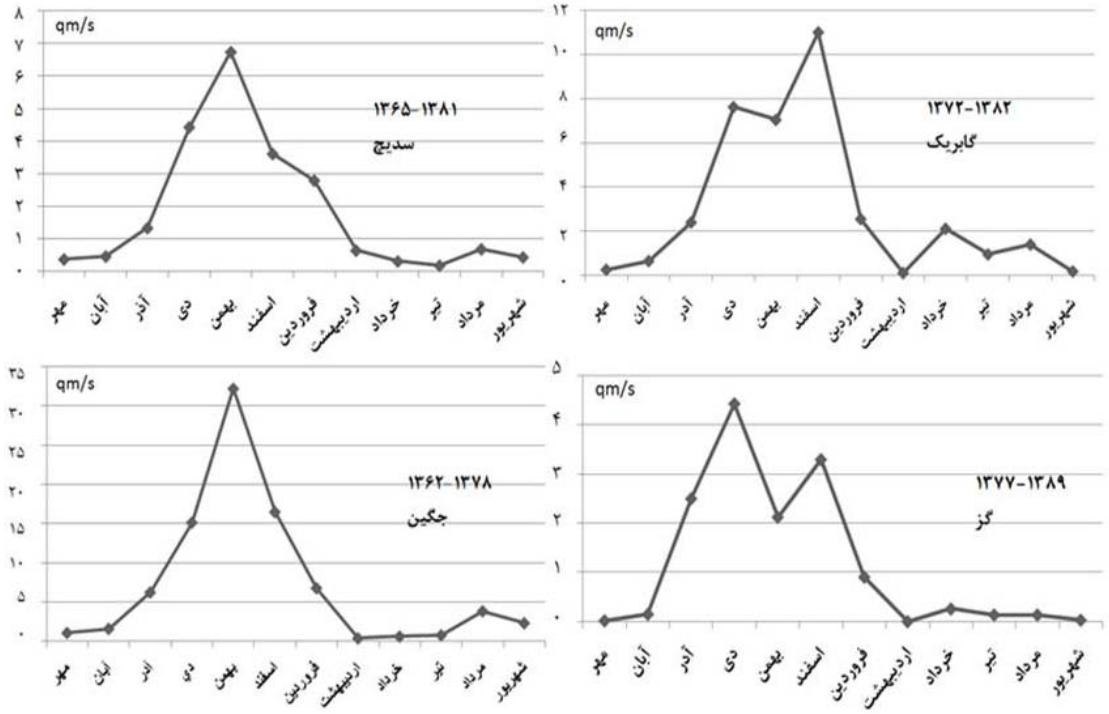


شکل ۴: گل‌بادهای روزانه ایستگاه جاسک، به ترتیب از پایین به بالا و راست به چپ یکم تا سی و یکم ماه اوت

بررسی تغییرات دبی ماهانه رودخانه‌های اصلی

شکل ۵، نمودار تغییرات دبی برخی از رودخانه‌های اصلی منطقه را نشان می‌دهد. هرچند طول دوره آمار مورد استفاده متفاوت است(برخی از ایستگاه‌ها تعطیل‌شده‌اند) ولی در مجموع می‌توان چنین استنباط کرد که این رودخانه‌ها فصلی بوده

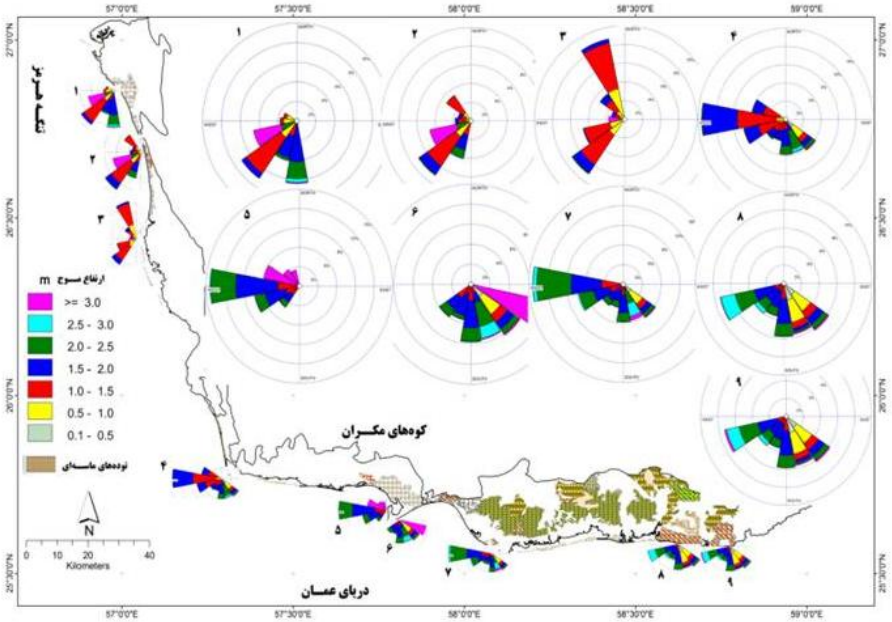
و از اواخر پائیز تا اوایل بهار بیشترین جریان آب را دارند. بستر این رودخانه‌ها در فصل تابستان خشک بوده و یا کمترین سیلاب‌ها را شاهد است.



شکل۵: تغییرات دبی ماهانه رودخانه‌های اصلی (بر اساس آمار ایستگاه‌های هیدرومتری شرکت آب منطقه‌ای)

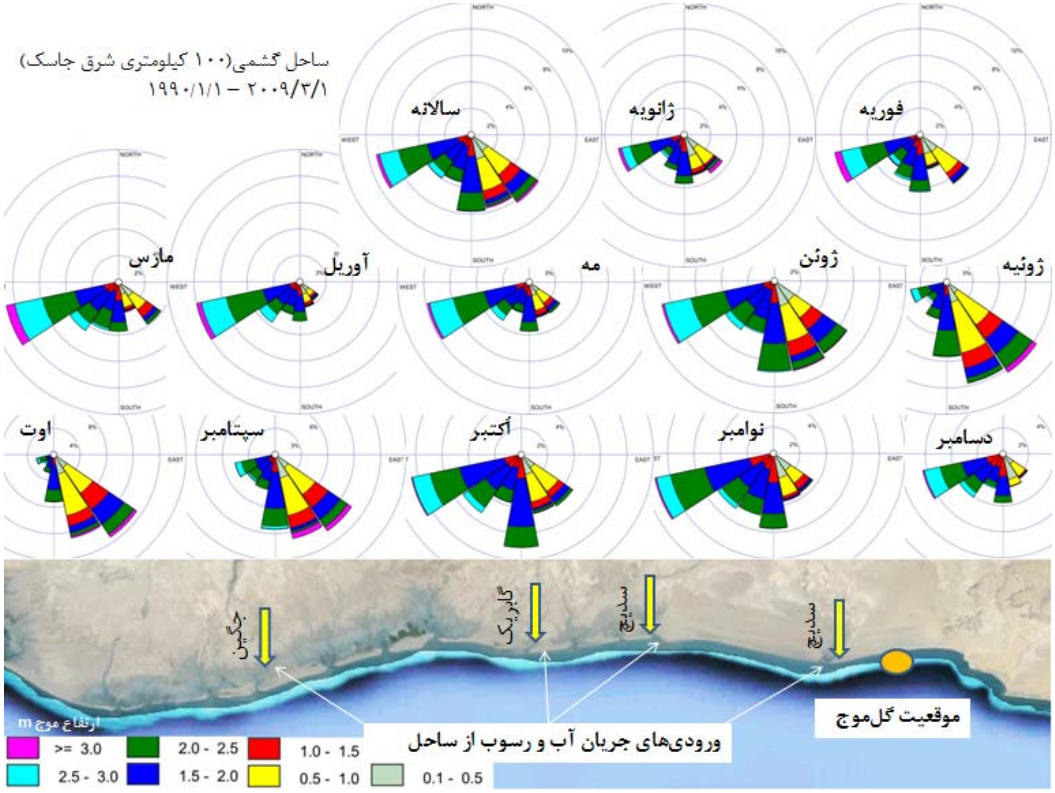
بررسی هیدرودینامیک دریا

شکل ۶، وضعیت گل‌موج‌های ساحلی محدوده تحقیق را در مقابل جهات وزش بادها و امواج محلی نشان می‌دهد. در ترسیم گل‌موج‌های ساحل جنوبی از آمار باد ایستگاه سینوپتیک جاسک(۲۰۰۹-۱۹۹۰) و برای ساحل غربی از آمار باد ایستگاه کلیماتولوژی سیریک (۲۰۰۵-۲۰۰۰) استفاده شده است.

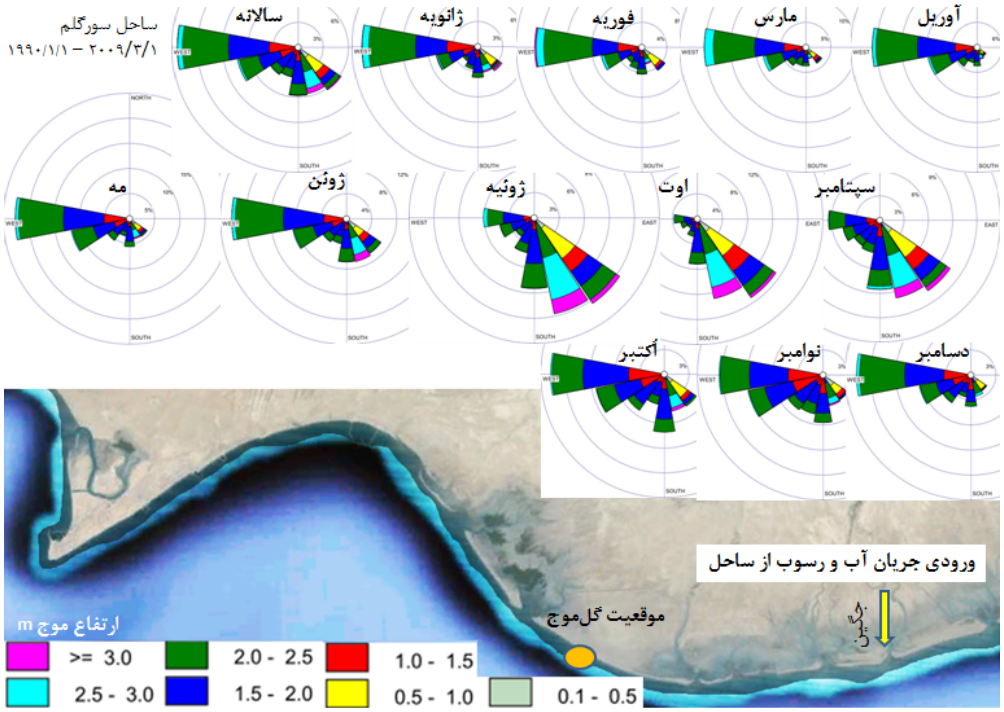


شکل ۶: گل‌موج‌های ساحلی محدوده تحقیق بر اساس ارتفاع و فرکانس امواج باد

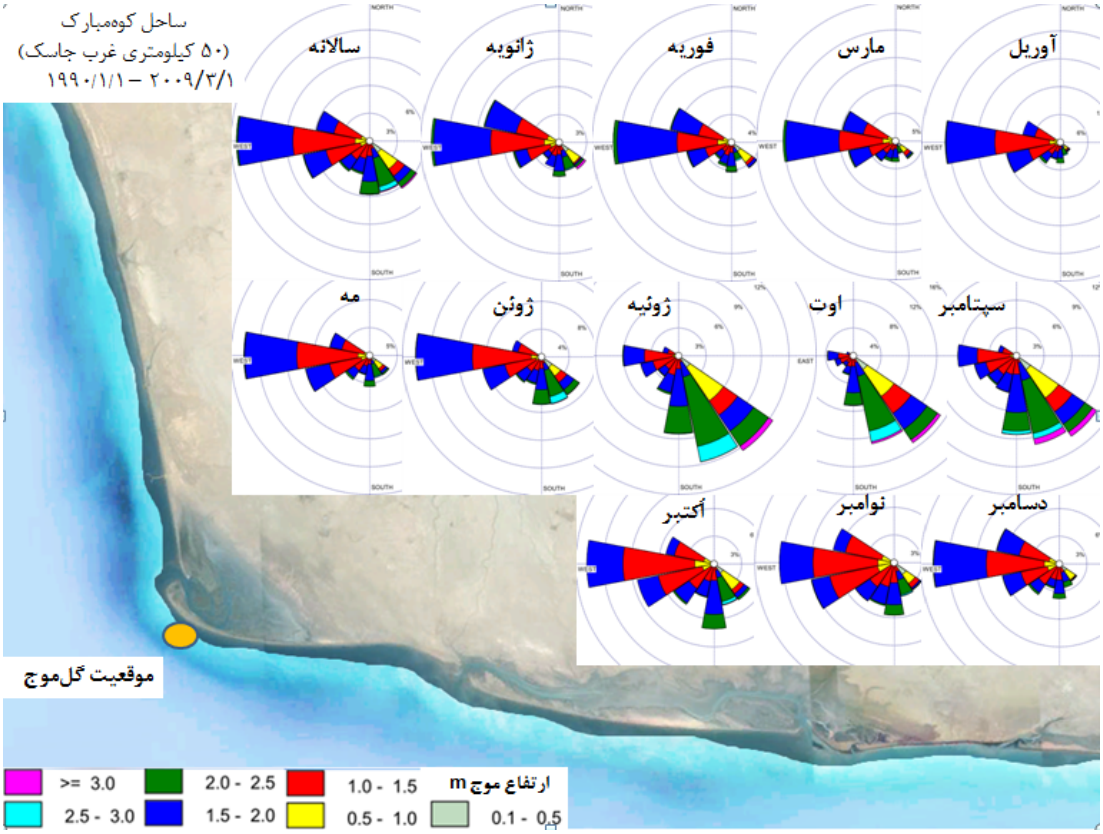
شکل‌های ۷، ۸، ۹ و ۱۰، نیز به ترتیب وضعیت گل‌موج‌های ساحلی گشمی(۱۰۰کیلومتری شرق جاسک)، سورگلم(۳۰ کیلومتری شرق جاسک)، دماغه کوه‌مبارک(۵۰ کیلومتری غرب جاسک)، سیریک و کوهستک را در ماه‌های مختلف سال و در مقابل جهات وزش باد و امواج محلی نشان می‌دهند.



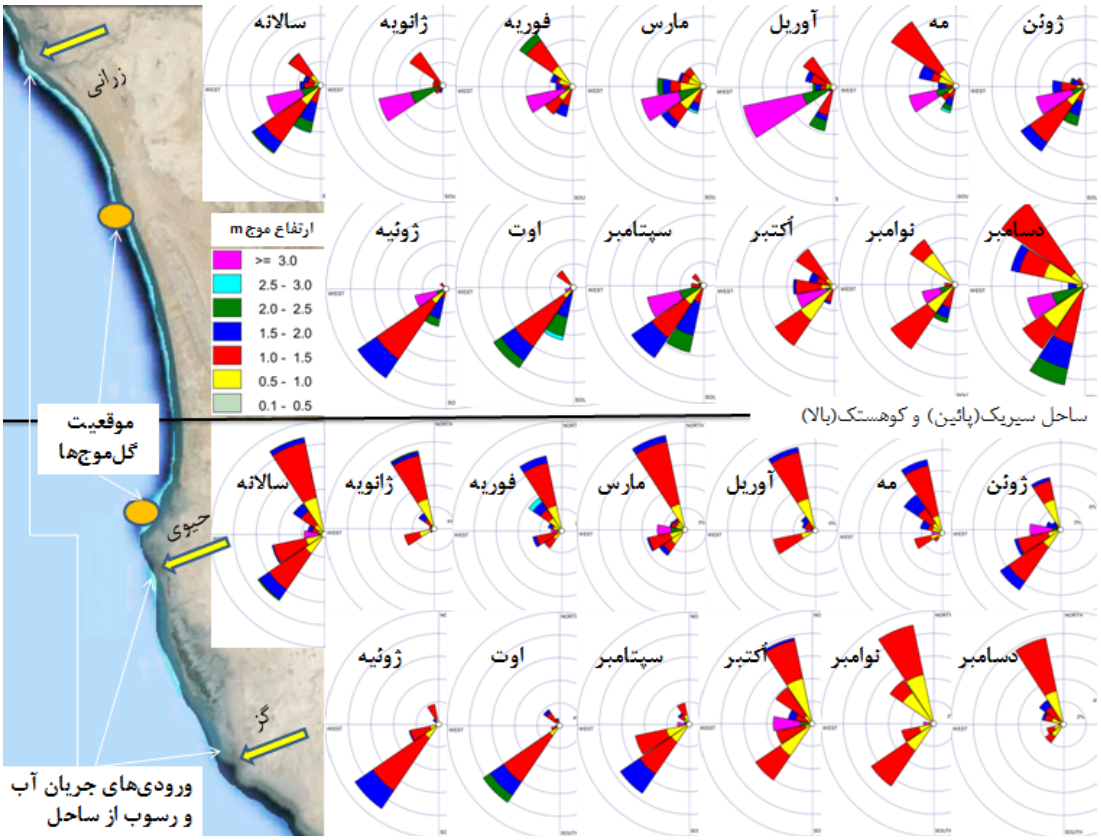
شکل ۷: گل‌موج‌های ساحلی ماهانه گشمی(۱۰۰ کیلومتری شرق جاسک) بر اساس ارتفاع و فرکانس امواج باد



شکل ۸:گل‌موج‌های ساحلی ماهانه سورگلم(۳۰ کیلومتری شرق جاسک) بر اساس ارتفاع و فرکانس امواج باد



شکل ۹: گل‌موج‌های ماهانه کوه‌مبارک(۵۰ کیلومتری غرب جاسک) بر اساس ارتفاع و فرکانس امواج باد



شکل ۱۰: گل‌موج‌های ساحلی ماهانه سیریک و کوهستک بر اساس ارتفاع و فرکانس امواج باد

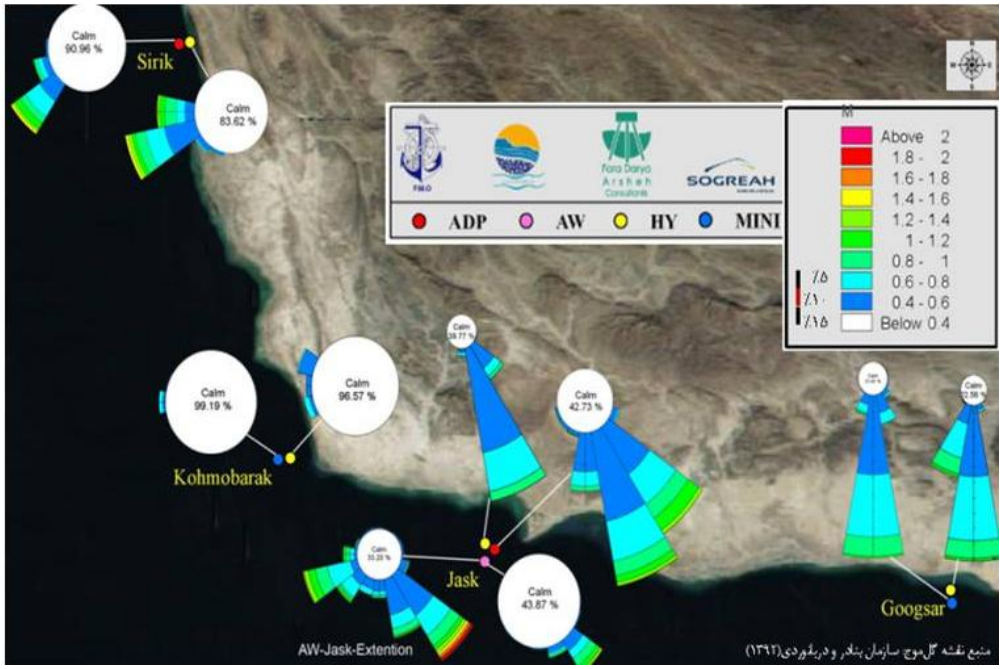
در ساحل گشمی، از ماه اکتبر تا پایان ماه مه، امواج قطاع جنوب غربی غالب هستند(قریب به ۲۰ درصد)، هرچند در این دوره در ماه‌های ژانویه و فوریه، امواج قطاع جنوب‌شرقی نیز درصد بالایی از امواج را شامل می‌شوند(۷-۶ درصد). در ماه ژوئن، درصد امواج قطاع جنوب‌شرقی افزایش‌یافته و تقریباً تعادلی بین امواج قطاع جنوب شرقی و جنوب غربی دیده می‌شود. از ماه ژوئیه امواج قطاع جنوب‌شرقی به نحو چشمگیری غالب می‌شوند و این وضعیت تا پایان سپتامبر تداوم می‌یابد(شکل۷).

در ساحل سورگلم، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج غربی غلبه تام دارند (۲۴/۹۲- ۱۲/۳۷ درصد)، مجموع فرکانس سایر امواج بین حداکثر۳۲/۰۲ و حداقل ۳۱/۳ درصد می‌باشد که حداکثر فرکانس آن‌ها مربوط به امواج SWW با ۱۸/۱۳ درصد در ماه ژوئن است. از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج جنوب شرق متمایل به جنوبی، امواج SE(۱۵/۴- ۱۰/۴۹ درصد)، SSE (۱۲/۹۳- ۹/۷۶ درصد) و S (۸/۴۹- ۷/۱۸ درصد) به ترتیب بیشترین فرکانس را به خود اختصاص می‌دهد(شکل۸).

در ساحل کوه‌مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی(SWW تا NWW)، غالب هستند(۴۵/۱۲- ۲۶/۹۲ درصد)به نحوی که در ماه آوریل مجموع فرکانس سایر امواج کمتر از ۱۹/۳۸ درصد می‌باشد. از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج قطاع جنوب شرق متمایل به جنوبی، امواج SE(۱۵/۴- ۱۰/۴۹ درصد)، SSE (۱۲/۹۳- ۹/۷۶ درصد) و S (۸/۴۹- ۷/۱۸ درصد) به ترتیب بیشترین فرکانس را به خود اختصاص می‌دهد(شکل۹).

در ساحل سیریک، هرچند در ماه‌های اکتبر و نوامبر غلبه با امواج NNW است، امواج جنوب‌غربی نیز درصد بالایی را به خود اختصاص می‌دهند؛ از ماه دسامبر با ضعیف شدن امواج جنوب‌غربی، امواج NNW غلبه تام پیدا می‌کنند. این وضعیت تا ماه مه ادامه می‌یابد. در ماه ژوئن امواج جنوب‌غربی با افزایش فرکانس غالب شده و همزمان فرکانس امواج NNW کاهش می‌یابد، به نحوی که امواج جنوب‌غربی تا پایان سپتامبر غالبیّت تامّ می‌یابند(شکل۱۰).

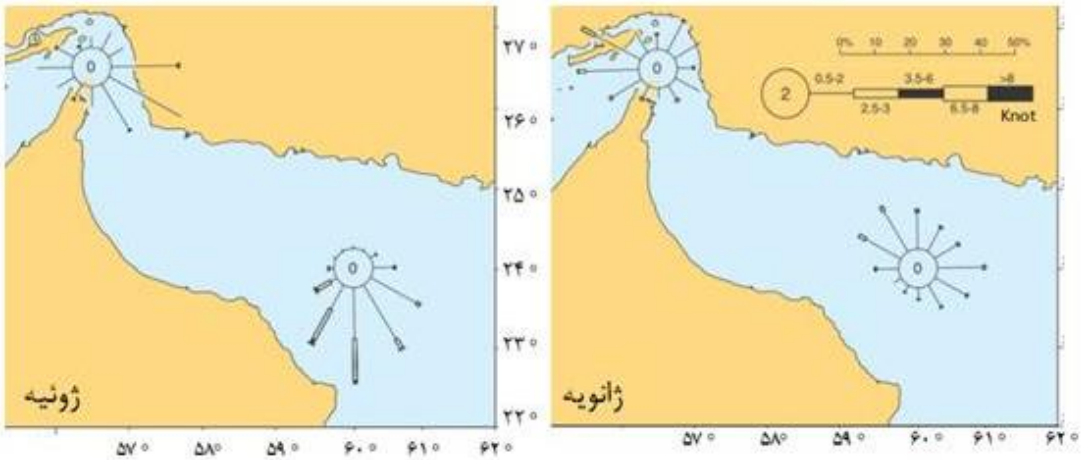
در ساحل کوهستک، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب‌غربی است، صرفا در ماه‌های فوریه و مه امواج شمال‌غربی غالب می‌شوند. در ماه دسامبر نیز هرچند فرکانس امواج شمال غربی زیاد می‌شود لیکن در مجموع امواج قطاع جنوب‌غربی غالب‌اند(شکل۱۰).



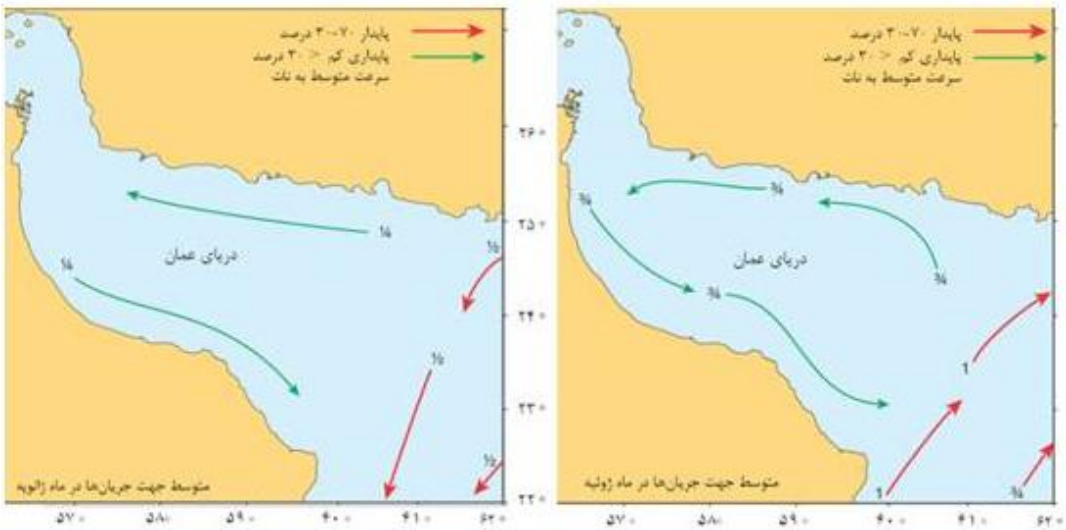
شکل ۱۱: گل‌موج‌های تهیه‌شده از آمار یک ساله بویه‌های ADP, AW, HY,MINI (سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۲)

شکل ۱۱، گل‌موج‌های محدوده تحقیق، ترسیم‌شده بر اساس آمار یک ساله بویه‌های موج‌نگار کف‌خواب و نیز بویه‌های شناور[۱] مستقر در بنادر گوگسر(۱۰۵ کیلومتری شرق جاسک)، جاسک، کوه‌مبارک و سیریک را نشان می‌دهد. بر اساس این گل‌موج‌ها، امواج دریای عمان(در محدوده تحقیق) عمدتاً جنوبی تا جنوب‌شرقی و در تنگه هرمز عمدتاً غربی تا جنوب غربی‌اند.

شکل ۱۲، گل‌موج‌های دورآ را در دریای عمان و تنگه هرمز برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد. بر اساس این گل‌موج‌ها، جهت غالب امواج دورآ با جهت امواج دریایی مشابه است. در دریای عمان در ماه ژوئیه امواج دورآ عموماً متوسط و از جهت جنوب می‌باشند اما در ژانویه امواج ضعیف بوده و از نظر جهت نیز متغیر و ناپایدارند(United Kingdom Hydrographic Office, 2005).



شکل ۱۲: جهت امواج دورآ در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (United Kingdom Hydrographic Office, 2005)

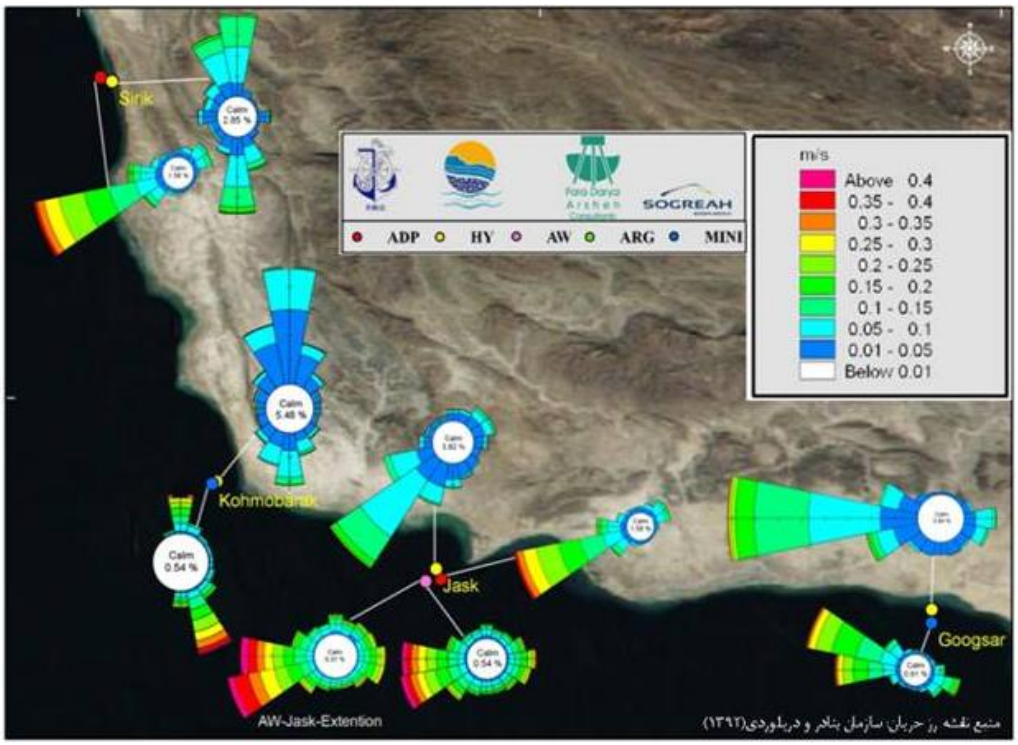


شکل ۱۳: جهت متوسط جریان‌های دریایی در ژانویه و ژوئیه(United Kingdom Hydrographic Office, 2005)

[۱] بویه موج‌نگار دستگاهی است که به منظور اندازه گیری، ثبت و ارسال برخی مشخصه های امواج، هواشناسی، شوری و دمای آب ساخته شده و در آبهای عمیق دور از ساحل مستقر می‌گردد. بویه MINI(کوچک)، از نوع بویه‌های شناور است؛ بویه‌های ADP (Acoustic Doppler Profiler) و AW(Acoustic Wave and Current Meter) بویه‌های کف خواب بوده و بر بستر دریا مستقر می‌شوند.

شکل ۱۳، الگوی عمومی جریان‌های دریایی را در ماه‌های ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد. در ماه ژانویه جریان‌های موسمی شمال‌شرقی و در ماه ژوئیه جریان موسمی جنوب‌غربی حاکم است. تأثیرات جریان‌های موسمی مذکور، صرفاً به دریای عربی و تا حدودی ابتدای دریای عمان محدود می‌شود. در خلیج‌فارس و تنگه هرمز این جریان‌ها ضعیف بوده و جریان‌های جزر ومدّی حاکم می‌شوند(United Kingdom Hydrographic Office, 2005).

جریان‌های ورودی به دریای عمان، در ماه‌های نوامبر تا ژانویه عموماً جریان‌های شمال‌غربی و در ماه‌های فوریه تا اکتبر جریان‌های شمال‌شرقی‌اند. سرعت متوسط آن‌ها ۰/۵ نات(۰/۲۶ متر برثانیه) است لیکن در ژوئیه و اوت که موسمی جنوب‌غربی حداکثر می‌باشد، جریان‌ها جهت شمال‌شرقی یافته و سرعت تقریبی آن‌ها ۱ نات است(United Kingdom Hydrographic Office, 2005). علی‌رغم سبکی و ناپایداری جریان‌های خلیج عمان، جهت حرکت عمومی آن‌ها به ویژه در ماه‌های آوریل تا اکتبر پادساعت‌گرد می‌باشد. سرعت متوسط آن‌ها تقریباً ۰/۲۵ نات است که بین ماه‌های ژوئیه تا اوت به ۰/۷۵ نات می‌رسد(United Kingdom Hydrographic Office, 2005).



شکل۱۴: گل‌جریان‌های تهیه‌شده از آمار یک ساله بویه‌های ADP, AW, HY,MINI (سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۲)

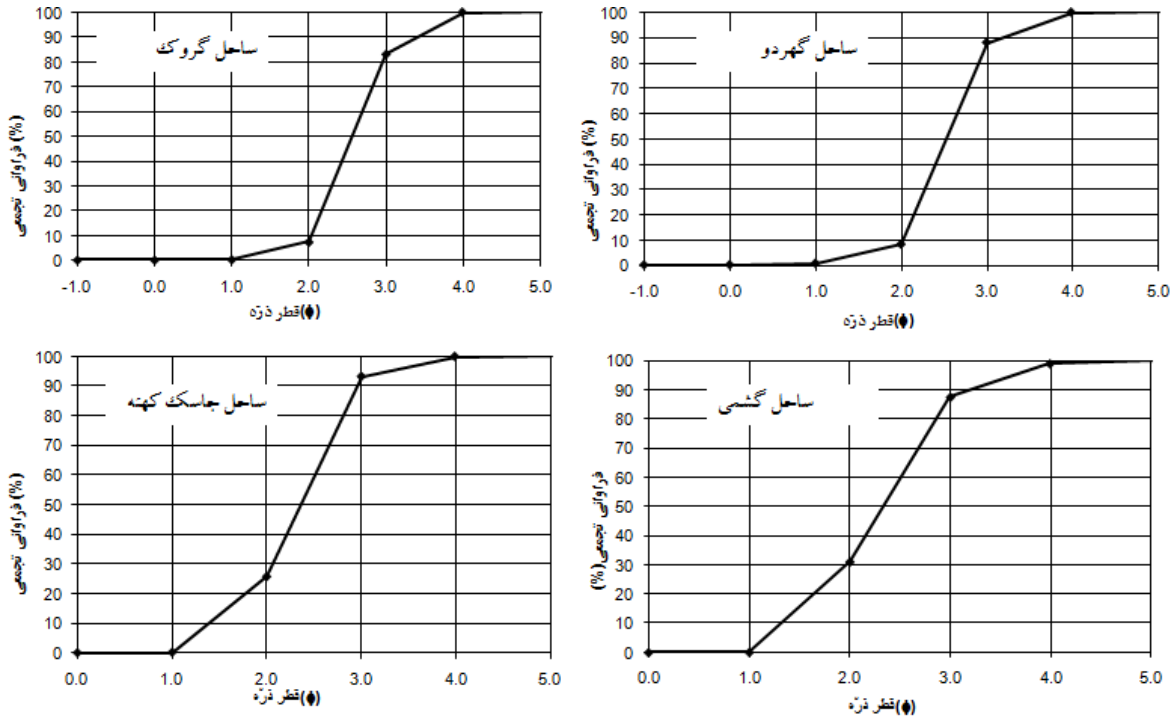
شکل ۱۴، گل‌جریان‌های محدوده تحقیق، ترسیم‌شده بر اساس آمار یک ساله بویه‌های جریان‌نگار کف‌خواب و نیز بویه‌های شناور مستقر در بنادر گوگسر(۱۰۵ کیلومتری شرق جاسک)، جاسک، کوه‌مبارک و سیریک را نشان می‌دهد. بر اساس این گل‌جریان‌ها، در ساحل گوگسر جریان‌های غربی غالب‌اند؛ در ساحل جاسک، جریان‌های غربی و جنوب غربی، در ساحل کوه‌مبارک جریان‌های جنوبی و جنوب شرقی و در بخش شمالی ساحل شهرستان سیریک، جریان‌ها عمدتاً جنوب غربی‌اَند. البته بویه Hy در سواحل کوه‌مبارک و سیریک، جهت جریان غالب را شمالی نشان می‌دهد. در سایر سواحل، داده‌های بویه‌های مختلف، تقریباً هماهنگ است.

مطالعه نمونه‌های رسوب محدوده‌های جزر و مدی و تعیین آستانه برداشت آن‌ها توسط باد

شکل ۱۵، منحنی فراوانی تجمعی ذرات رسوب پیش‌کرانه جزر و مدّی سواحل گروک و گهردو(کوهستک) در شمال‌غربی منطقه، جاسک و همچنین ساحل گشمی در جنوب‌شرقی منطقه تحقیق(شکل۱) را بر حسب قطر ذرات نشان

می‌دهد. قطر غالب ذرات در هر چهار منطقه ۱۸۷/۵ میکرون و میانگین قطری آن‌ها بین ۱۶۹/۳ در ساحل گروک تا ۱۹۸/۴ میکرون در ساحل گشمی، متغیّر می‌باشد.

با استناد به قطر غالب ذرات و جدول شماره ۲، آستانه برداشت رسوبات پیش‌کرانه جزر و مدّی در سواحل منطقه m/s ۷/۲۱ می‌باشد.



شکل ۱۵: منحنی درصد فراوانی تجمعی ذرات رسوب پیش‌کرانه جزر و مدّی در بخش‌های مختلف ساحل

نتیجه‌گیری

الف- با توجه به نتایج مطالعات گرانولومتری و تحلیل‌های باد، سرعت آستانه برای برداشت و انتقال رسوب از پیش‌کرانه جزر و مدی، ۷/۲۱ متر بر ثانیه است. نسیم دریا با سرعت بین ۵ تا ۷ متر بر ثانیه، عمق نفوذ کمی در خشکی دارد (Robert et.al., 2004)؛ همچنین در صورت وزش بادهای مخالف با سرعت ۵ تا ۷ متر بر ثانیه، نسیم دریا قادر به نفوذ در خشکی نیست(Arritt, 1993). مطالعه آمار باد نشان می‌دهد که درصدی از نسیم دریا(بسته به روز، ماه و فصل سال) سرعتی کمتر از آستانه برداشت رسوب داشته و قاعدتاً رسوبی به پس‌کرانه حمل نمی‌کند؛ درصد باقیمانده(کمتر از ۰/۵ درصد از ۱۹/۸۲ درصد در ساحل جنوبی و کمتر از ۰/۷۵ درصد از ۱۳/۲۹درصد در ساحل غربی) نیز عمدتاً سرعتی کمتر از ۱۱ متر بر ثانیه دارد که در صورت از دست دادن سرعت، رسوبات محموله را سریعاً برجا گذاشته و صعود می‌کند.

شکل ۱۶: راست: تصویری از پیش‌کرانه جزر و مدّی ساحل سورگلم و چپ: توده ماسه‌ای تشکیل‌شده در ساحل غربی جاسک (جاسک کهنه) را نشان می‌دهد. آورد ماسه به وسیله امواج به ویژه اگر مأمن جانوران حفّار باشد، به سرعت در معرض آفتاب خشک‌شده و توسط نسیم دریا به پس‌کرانه خشکی حمل می‌شود.

این عوامل و وزش بادهای مقابل از جهت‌های مختلف در طول روز، باعث شده است که نسیم دریا عمق نفوذ چندانی به داخل خشکی نداشته و ماسه‌های برداشت‌شده از پیش‌کرانه جزر و مدّی را به فاصله کمی از ساحل و به موازات خط ساحلی بر روی پس‌کرانه خشکی برجای گذارد. در مناطقی مانند حاشیه شمالی دماغه کوه‌مبارک و پس‌کرانه گروک که عرض جلگه بسیار محدود است، اثر این فرایند را در ترکیب با باد کوه- دشت به خوبی می‌توان دید؛ در چنین مناطقی، توده‌های ماسه‌ای صرفاً به نوار باریک حاشیه ساحل محدودشده‌اند. در منتهی‌الیه شرقی ساحل جنوبی(ساحل گشمی) و منتهی‌الیه شمال‌غربی(ساحل کوهستک) که پهنای جلگه بیشتر است، عمق نفوذ نسیم دریا بیشتر بوده و بالطبع عرض توده‌های ماسه‌ای تشکیل‌شده نیز بیشتر می‌باشد(شکل۱).

ب- با تحلیل گل‌موج‌های ساحلی و تلفیق نتایج آن با نتایج هیدرودینامیک رودخانه‌ها نیز می‌توان نتیجه گرفت که:

۱) از ماه اکتبر تا پایان ماه مه، رسوباتی که در محدوده ساحلی جنوبی توسط رودهای سدیج، گابریک و جگین وارد دریا می‌شوند، توسط امواج قطاع جنوب‌غربی به سمت شرق رانده می‌شوند. با توجه به انحنای خط ساحلی در منتهی‌الیه شرقی منطقه از رانش رسوب به سمت شرق کاسته شده و در عوض امواج جزر و مدی موجب رانش رسوبات به ساحل شده‌اند. اگرچه از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر، امواج قطاع جنوب‌شرقی رانش رسوب به سمت غرب را سبب می‌شوند، به دلیل کاهش یا فقدان ورودی رسوب رودخانه‌ها از ساحل، حجم توده‌های ماسه‌ای در غرب رودخانه جگین، نسبت به بخش شرقی بسیار محدودتر می‌باشد(شکل‌های ۱، ۷ و ۸).

۲) در ساحل کوه‌مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی غالب هستند. این امواج باعث رانش رسوبات وارده به دریا توسط رودهای گز و حیوی(شکل ۹ و۱۰) به سمت جنوب تا ساحل کوه‌مبارک و سپس در جهت شرقی به سمت جاسک می‌شوند؛ لیکن با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج قطاع جنوب‌شرقی از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر و به لحاظ قدرت زیاد این امواج، رسوبات رانده‌شده به سمت جاسک مجدداً جهت غربی به خود گرفته، پس از گذر از دماغه کوه‌مبارک، توده ماسه‌ای ساحلی این محدوده را ایجاد نموده‌اند. به نظر می‌رسد با توجه به کوتاه بودن فصل وزش امواج قطاع جنوب‌شرقی، نهایت رانش رسوب تا سواحل کوه مبارک باشد(شکل‌های ۱و ۹).

۳) در ساحل سیریک و کوهستک، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب‌غربی است، این امواج ضمن اینکه باعث رانش بخشی از رسوبات وارده به دریا توسط رودخانه‌های گز و حیوی به سمت شمال می‌شوند، از رانش جنوبی رسوبات وارده به دریا توسط رودخانه زرانی نیز جلوگیری می‌کنند. شکل‌گیری توده ماسه‌ای وسیع در منتهی‌الیه شمال غربی محدوده و کشیدگی آن به سمت جنوب را می‌توان تا حدودی نتیجه این فرایند دانست(شکل‌های ۱ و ۱۰).

اگرچه امواج دریای عمان، عمدتاً جنوبی تا جنوب‌شرقی و در تنگه هرمز عمدتاً غربی تا جنوب غربی هستند و حرکت عمومی جریان‌ها نیز پادساعت‌گرد می‌باشد؛ گل‌موج‌های ساحلی به دلیل انحنای خط ساحلی و طول بادگیرهای متفاوت، در نقاط مختلف کاملاً متفاوت‌اند. این تفاوت و نیز آورد رسوب رودخانه‌ای در ماه‌های خاصی از سال، باعث شده است که امواج با رانش رسوب در جهات مختلف، بر مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی به شکل فعلی تأثیر بگذارند. همچنین از آنجا که پیش‌کرانه‌های جزر و مدی منتهی به خورها و تالاب‌های ساحلی، از دسترس امواج و انتقال رسوب توسط آن‌ها دور بوده‌اند، پس‌کرانه آن‌ها عموماً فاقد توده‌های ماسه‌ای ساحلی است(شکل۱).

این نتایج با تحقیقات زیر همخوانی دارد :

بنا به تحقیقات یمانی(۱۳۷۸) در بررسی ارتباط ویژگی‌های باد محلی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی مکران، قسمتی از رسوب ماسه توسط رودخانه‌ها به قاعده دلتاها و امتداد خط ساحل حمل شده و تحت تأثیر امواج مایل و حرکت جانبی رسوب در طول خط ساحل توزیع می‌شود. در زمان حداقل مدّ ماهانه، پهنه وسیعی از ساحل جزر و مدی پوشیده از ماسه‌های فوق‌الذکر، از آب خارج‌شده و تحت تأثیر تابش شدید خورشید خشک می‌شود. ماسه‌های خشک‌شده توسط بادهای نسبتاً شدید ساحلی که در نیمروز از سوی دریا به خشکی می‌وزد به پهنه ساحلی منتقل‌شده و رشته‌های ماسه‌ای متعددی را در امتداد خط ساحلی به وجود می‌آورد. محمودی (۱۳۸۱)، مجموعه ماسه‌های سواحل عمان را به دو بخش ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم کرد، از دید وی ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل شکل می‌گیرند.

محمودی (۱۳۸۴)، در بررسی الگوی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحل دریای عمان عنوان داشت که "منشأ تپه‌ها در نزدیکی ساحل و به احتمال قوی از دریا می‌باشد، هرچند رودخانه‌های فصلی ذخیره قابل‌ملاحظه‌ای از رسوب را در محیط ساحلی پراکنده می‌کنند و با دور شدن از دریا تپه‌های ماسه‌ای علاوه بر منشأ دریایی، منشأ خشکی نیز پیدا می‌کنند." نوحه‌گر و حسین‌زاده(۱۳۹۰)، حرکات آب دریا شامل امواج، جزر و مد و جریان‌های ساحلی و دریایی را دارای مهم‌ترین نقش در تحولات مورفولوژی خط ساحلی قاعده دلتاها دانستند که در این میان نقش اصلی را به امواج داده و برای دو عامل دیگر نقش واسطه یا تکمیل کنند قائل شدند.کید(Kidd, 2001)، امواج را در حرکت ماسه در ساحل نزدیک مؤثر می‌داند؛ به گفته او، امواج در آب‌های عمیق تعامل کمی با بستر دارند لیکن با نزدیک شدن به ساحل و کم شدن عمق، شکسته شده و باعث جابه‌جائی رسوب می‌شوند. تپه‌های ماسه‌ای ساحلی پشته‌هائی از ماسه‌اند که توسط باد در کنار ساحل نهشته شده‌اند. در حواشی ساحل نهشته‌های بادی با ماسه‌هائی که توسط امواج نهشته‌می‌شوند، آمیخته‌اند لیکن با دور شدن از ساحل نیروی باد، عامل اصلی خواهد بود. جونز(Jones, 2005) به نقل از پاتیارچی و همکاران(Pattiarartchi et al., 1997) و ماسِلینک و پاتیارچی (Masselink and Pattiaratchi 1998)، سازوکار اصلی جابه‌جائی ماسه و ایجاد مورفولوژی سواحل ماسه‌ای در جلگه سُوام[1] را متأثر از رژیم امواج غالب و وزش نسیم پرانرژی دریا می‌داند. همچنین ریج(Rijn, 2013)، با توجه به مشاهدات میدانی در دوره‌های زمانی طولانی از سواحل، عنوان کرد که امواج طوفانی، رسوبات را به ساحل دور منتقل می‌کنند درحالی‌که امواج دوراً و امواج ضعیف اقلیمی، رسوبات را به منطقه ساحلی برمی‌گردانند.

منابع

۱- اختصاصی، محمدرضا، ۱۳۸۵، طرح کنترل کانون بحرانی سدیج–هیمن، جلد ۴ مطالعات فرسایش و رسوب، اداره کل منابع طبیعی استان هرمزگان

۲- دباغ، ع، ۱۳۸۱، طرح تفضیلی اجرائی تثبیت شن و بیابان‌زدایی چنالی – سدیج و بیاهی، بندرعباس، اداره کل منابع طبیعی استان هرمزگان.

۳- سازمان آب منطقه‌ای کشور، آمار دبی آب و رسوب ایستگاه‌های هیدرومتری شرق استان هرمزگان

۴- سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۲، نقشه‌های پی دی اِف از گل‌موج‌ها و گل‌جریان‌های دریای عمان و خلیج‌فارس در محدوده سواحل استان هرمزگان، مراجعه حضوری

۵- سازمان هواشناسی کشور، آمار دیدبانی باد ایستگاه سینوپتیک جاسک و کلیماتولوژی سیریک

[1]- Swan

۶- شمسی‌پور، علی‌اکبر، سمیه زارع و رضا رئیسی، ۱۳۸۳، سازوکار شکل‌گیری نسیم دریا در سواحل شمالی خلیج‌فارس، دهمین همایش ملی خلیج‌فارس
۷- صدیق‌زاده، اصغر، صبری، رضا، بهروز متانی و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی، ۱۳۸۹، بررسی نسیم دریا–خشکی در منطقه ساحلی خلیج‌فارس با استفاده از داده‌های میدانی، مجموعه مقالات چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، انجمن ژئوپلتیک ایران، ۹۰-۸۴
۸- غریب‌رضا، محمد و احمد معتمد، ۱۳۸۳، بررسی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان (از سال ۱۳۴۶ تا ۱۳۷۲)، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۰، ۴۸- ۳۵
۹- محمودی، شبنم، ۱۳۸۴، بررسی تغییرات طبیعی تپه‌های ماسه‌ای شرق جاسک در بازه زمانی ۱۳۸۳-۱۳۶۹، پایان‌نامه کارشناسی ارشد به راهنمایی دکتر محمدحسین رامشت، گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان
۱۰- محمودی، فرجاله، ۱۳۸۱، پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع، ۱۸۸ص.
۱۱- محمودی، فرجاله، ۱۳۸۹، ژئومورفولوژی دینامیک، دانشگاه پیام نور، ۲۸۱ص.
۱۲- نگارش، حسین. ۱۳۸۵، ژئومورفولوژی خورتنگ و ویژگی‌های آن، مجله جغرافیا و توسعه، ۸۸-۶۹
۱۳- نوحه‌گر، احمد، حسین‌زاده، محمدمهدی، ۱۳۹۰، دینامیک دریا و عوامل مؤثر بر نوسانات تراز دریا در تحول قاعده دلتاهای شمال تنگه هرمز، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره ۴۳، ۱۴۲-۱۲۵
۱۴- یمانی، مجتبی، ۱۳۷۸، اثرحرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، ۳۴-۱۹
۱۵- یمانی، مجتبی، ۱۳۷۸، ارتباط ویژگی‌های باد محلی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی مکران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره مقاله ۴۶۶، ۱۰۶-۹۳

16- Arritt, R. W., 1993. Effects of Large Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze. J.Appl. Meteorol. 32, 116–125.
17- Bagnold, R.A. 1939. Interim report on wave pressure research, Journal Inst. Civil Engr. Vol.12. pp. 201-226
18- Bird, E., 2008. Coastal Geomorphology An Introduction, Wiley, 436p.
19- Davidson-Arnott, R., 2010. An Introduction of Coastal Processes and Geomorphology, Cambridge University Press, 458p
20- Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. Conf. on Eng. Dynamics in coastal zone, Sydney, Australia
21- Dette, H.H. and Uliczska, K., 1987. Prototype investigation on the time-dependent dune recession and beach erosion. Coastal sediments, New Orleans, USA, p. 1430-1444
22- French, P.W.,2001, Coastal Defences, Routledge, 385p
23- Gilliam, R. C., Raman, S., Niyogi, D.D.S., 2004. Observational and Namerical stody on the influence of large scale flow direction and coastline shape on sea breeze evolution. Boundary-Layer Meteorology 111: 275–300
24- Hayashi, T., Hattori, M., 1958. Pressure of the breaker against vertical wall. Coastal Engineering in Japan. Vol.1.
25- Hesp P.A., 2000. Coastal sand dunes: form and function. Coastal Sand Dune Form and Function. CVDN Technical Bulletin No. 4. Forest Research, Rotorua.
26- Jones, A., 2005, Perth Community Risk Report, Chapter 7: Potential Coastal Erosion of the Swam Coastal plain due to long term Sea Level Rise. Geoscience Australia, http://www.ga.gov.au/webtemp/image_cache/GA6535.pdf
27- Kidd, R., 2001. Coastal Done Management, A Manual of Coastal Dune Management and Rehabilitation Techniques, NSW Department of Land and Water Conservation, 96p.
28- Larson, M., Erikson, L. and Hanson, H., 2004. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. Coastal Engineering, Vol. 51, p. 675-696
29- Murthy, C.R., Sinha, P.C., Rao, Y.R., 2002, Modeling and Monitoring of Coastal Marine Processes, Springer, 249p

30- *Rijn, Leo C. van. 2013. EROSION OF COASTAL DUNES DUE TO STORMS, www.leovanrijn-sediment.com*
31- *Ross, C.W., 1955. Laboratory study of shock pressurs of breaking wave, Beach Erosion Board Tech. Memo. No.59.*
32- *Senturk, F., 1995. Hydraulics of Dams and Reservoirs, Google eBooks online preview.*
33- *Steetzel, H., 1993. Cross-shore transport during storm surges. Doctoral Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands*
34- *Vellinga, P., 1986. Beach and dune erosion during storm surges. Doctoral Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands (Publication 372, Delft Hydraulics)*
35- *United Kingdom Hydrographic Office, 2005. The Persian Gulf and its approaches from Ra's al Junayz, in the south-west to Gwatar Bay in the east. Thirteenth edition. Published by the United Kingdom Hydrographic Office. 306p.*
36- *United Kingdom Hydrographic Office, 2004. The Mariner's Handbook. Eighth edition. Published by the United Kingdom Hydrographic Office. 260p.*
37- *Zachar, D. 1982. Soil erosion. Developments in Soil Science 10. Amsterdam: Elsevier Scientific. 547 pp.*