

## ارزیابی مدل تلفیقی ROMS-SWAN در مدل‌سازی جریان‌های حوزه جنوبی دریای خزر

مجید نورانیان اصفهانی<sup>۱</sup>، محمودرضا اکبرپورجنت<sup>۲\*</sup>، بابک بنی‌جمالی<sup>۳</sup>

۱- کارشناس پژوهشی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: majid.noranian@inio.ac.ir

۲- استادیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: akbarpour@inio.ac.ir

۳- استادیار، مهندسین مشاور دریاندر، تهران، پست الکترونیکی: banijamali.babak@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۶/۶/۲۰

\* نویسنده مسوول

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۴

### چکیده

در این مقاله، امواج و جریان‌های خزر جنوبی با بکارگیری سیستم جفت شده COAWST و داده‌های تحلیل مجدد/پیش‌بینی ECMWF ERA-Interim بر یک شبکه تودرتو برای سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۱۱ مطالعه شدند. نتایج در آب‌های ساحلی استان گیلان برای سال ۲۰۱۱ ارزیابی گردیدند. فرمول‌بندی‌های کومن برای رشد نمایی امواج با سرعت باد و استهلاك انرژی با سفیدک موج، جانسوپ برای اصطکاک بستر، و روش مقیاس عمومی طول برای اختلاط عمودی و واداشت بالکی جوی در پیکربندی مدل بکار رفتند. تحلیل‌های آماری، انطباق بیش از ۸۷٪ و ۷۳٪ در آب‌های عمیق و ۶۸٪ و ۷۸٪ در آب‌های کم عمق را برای ارتفاع موج شاخص و پرپود، و ۵۶٪ را برای سرعت جریان‌های ساحلی نشان داد. نتایج همزمان بین دو ناحیه آب عمیق و آب‌های ساحلی، روند پیش‌بینی پایین‌دستی مشخصات امواج را تنها در ابتدای ماه جولای خاطر نشان می‌کند. جریان‌های ساحلی شرق سو در خزر جنوبی حاکم بود و جریان‌های عرضی به صورت محلی در امتداد سواحل دیده شدند. مطالعه چرخندهای منطقه‌ای، نشان می‌دهند که وقوع جریان‌های قوی در خزر جنوبی متأثر از امواج راسبی هستند. جریان‌های کوچک مقیاس همچون جریان شکافنده نیازمند شبکه‌های تودرتوی بیشتری است.

کلمات کلیدی: جریان ساحلی، سیستم جفت شده، COAWST، داده‌های ERA-Interim، لایه بندی سیگما، دریای خزر.

### ۱. مقدمه

اهمیت می‌یابند. پیچیدگی‌های جغرافیایی، ژرفاسنجی، شیب و توزیع رسوبی بستر در طول منطقه میانی فلات قاره بخش جنوبی دریای خزر، پیش‌بینی جریان‌های ساحلی را برای آن دشوار می‌سازد.

مطالعات انجام شده در دریای خزر بیشتر منطقه‌ای و مبتنی بر مطالعه امواج و یا مطالعه جریان‌های عمومی است. Hartgerink (2005) با بکارگیری مدل شبیه‌سازی امواج ساحلی (SWAN) و

کنترل فعالیت‌های ساحلی در بخش جنوبی دریای خزر، نیازمند شناخت هیدرودینامیک امواج و جریان‌های مناطق میانی فلات قاره (یعنی جایی که لایه‌های مرزی سطح و بستر کاملاً از هم تفکیک می‌شوند) تا ساحل است. در بخش‌های فراساحلی این ناحیه، جریان‌های بادرانده نقش مهمی در انتقال آلودگی دارند و در بخش‌های داخلی و ساحلی آن، جریان‌های کرانه‌ای موج رانده

<sup>1</sup> Simulating Waves Nearshore

و اداهت‌های شناوری، باد، امواج و حتی جزر و مد جفت نموده است (Kumar et al., 2011a). این سیستم، بیشتر برای بررسی جریان‌های اینرسی میان مقیاس در خزر میانی بکار گرفته شده است (Farley et al., 2012).

در این تحقیق، سیستم COAWST برای شبیه‌سازی جریان از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ اجرا گردید و نتایج آن برای سال ۲۰۱۱ میلادی مورد بررسی قرار گرفت. تحقیق حاضر سعی دارد، الگوی جریان‌های خزر جنوبی درون ناحیه انتقالی را شبیه‌سازی کرده و رفتارهای کوتاه مدت را ارزیابی کند. در بخش دوم، مدل عددی، پیکربندی شبکه‌ها و نیروهای واداشت ارائه می‌شوند. نتایج مدل‌سازی امواج و جریان با اندازه‌گیری‌های میدانی دریای خزر و ناحیه انتقالی در آب‌های منطقه میانی تا درونی فلات قاره در غرب استان گیلان در بخش سوم مقایسه می‌شود و فرآیندهای مشترک بین نتایج مدل و مشاهدات مورد بحث قرار می‌گیرد.

## ۲. مواد و روش‌ها

### ۲-۱ مدل عددی

سیستم COAWST، دو مدل جریان ROMS و امواج SWAN را با استفاده از ابزار کوپل مدل<sup>۱</sup> (MCT) جفت کرده است که اعتبار آن بیشتر در بررسی‌های متعددی که روی اندرکنش موج-جریان در منطقه خیزاب ساحلی انجام شده (Kumar et al., 2011b) تایید شده است. جفت‌شدگی دوطرفه مدل‌های ROMS و SWAN سبب می‌شود تا جریان‌های برشی قائم، میدان امواج را تصحیح نماید. مدل گردش اقیانوسی ROMS، یک مدل سه بعدی، سطح آزاد و زمین مرجع است که معادلات میانگین‌گیری شده‌ی رینولدزی ناویر استوکس را با استفاده از تقریب‌های هیدروستاتیک و بوسینسک و بهره‌گیری از روش‌های تفاضل محدود بر شبکه افقی ARAKAWA-C و عمودی s-coordinate حل می‌کند (Shchepetkin and McWilliams, 2005). مدل ROMS، معادلات مومتوم را به روش صریح زمانی گسسته‌سازی و حل می‌کند، روشی که برای کوپلینگ مدهای باروتروپیک و باروکلینیک ضروری است. برای سطح آزاد، هر گام زمانی باروکلینیک شامل تعداد مشخصی گام زمانی باروتروپیک است.

با استفاده از داده‌های باد مرکز ملی پیش‌بینی محیطی<sup>۱</sup> (NCEP)، مشخصات بالکی و طیف امواج دریای خزر را متمرکز بر بخش شمالی آن شبیه‌سازی کرد. Mazaheri و همکاران (۲۰۱۳) داده‌های ۳۲ ساله میدان باد مرکز اروپایی پیش‌بینی میان رنج جوی<sup>۲</sup> (ECMWF) را با داده‌های باد ماهواره‌ای QuikSCAT مقایسه نمودند و ضرایب منطقه‌ای بین ۱ تا ۱٫۲ را برای مولفه‌های مداری و نصف النهاری میدان باد ECMWF ارائه دادند. Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) با لحاظ کردن انجماد زمستانه در خزر شمالی، چرخه فصلی تنش باد در تولید گردش حوضه را مهم دانست و چرخاب طوفان در دسامبر-ژانویه، انتقال اکمن جنوب - جنوب غرب توسط جریان‌های ساحلی جنوب غربی و جنوب شرقی در فوریه-جولای، و نوع انتقال در ماه آگوست و نوامبر را برشمرد. نتایج مشابهی با استفاده کوپل کردن مدل منطقه‌ای اقیانوسی<sup>۳</sup> (ROMS) و مدل منطقه‌ای اتمسفری<sup>۴</sup> (RegCM) بدست آمد (Turuncoglu et al., 2013). در مقیاس محلی نیز، مطالعات محدودی در سواحل جنوبی دریای خزر انجام شده است. در پروژه مدل سازی امواج دریا‌های ایران<sup>۵</sup> (ISWM)، که با بکارگیری داده‌های باد ECMWF انجام شد، اقلیم امواج در خزر جنوبی تعیین شده است (سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۸۸). آنچه مسلم است، تمرکز یک سویه روی مدل‌سازی جریان یا مدل‌سازی امواج که روش انجام مطالعات بالا بوده است، اطلاعات کافی برای شناسایی جریان‌های ساحلی موج‌رانده فراهم نمی‌کنند. استفاده از مدل‌های مبتنی بر حل معادلات بوسینسک هم، به دلیل هزینه‌های محاسباتی، برای این منظور چندان منطقی نیست. به همین دلایل، استفاده از یک مدل جفت شده موج-جریان با بکارگیری واداشت‌های<sup>۶</sup> باد، امواج و شناوری برای شبیه‌سازی فرآیندهای ناحیه انتقالی و به خصوص منطقه درونی فلات قاره ضروری است. چنین سیستمی می‌تواند به طور همزمان از منطقه میان-فلات تا خیزاب ساحلی را مدل‌سازی نماید. سیستم کوپل شده مدل‌های اقیانوسی-جوی-امواج و انتقال رسوب<sup>۷</sup> (COAWST)، مدل‌های اقیانوسی ROMS و امواج SWAN را با قابلیت شبیه‌سازی فرآیندهای حاصل از

<sup>1</sup> National Centers for Environmental Prediction

<sup>2</sup> European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

<sup>3</sup> Regional Ocean Modeling System

<sup>4</sup> Regional Climate Model

<sup>5</sup> Iranian Sea Wave Modeling

<sup>6</sup> Forcing

<sup>7</sup> Coupled Ocean- Atmosphere- Wave- Sediment Transport

<sup>8</sup> The Model Coupling Toolkit

شبکه‌های محاسباتی منحنی‌الخط، متعامد و یکسان موج - جریان با دو لایه تودرتو ایجاد گردید. در نام‌گذاری شبکه‌ها از P برای شبکه منطقه‌ای و از C برای شبکه محلی استفاده شد. شبکه منطقه‌ای (P03) با وضوح متوسط ۶٫۲ کیلومتر و ۱۱۰×۱۹۲ گره برای تامین شرایط مرزی در شبکه محلی (C07) واقع در بخش جنوبی دریای خزر تهیه شد و ژرفای آن از داده‌های ژرفاسنجی عمومی اقیانوس‌ها (GEBCO)<sup>۴</sup> با وضوح ۳۰ ثانیه استخراج گردید. شبکه ۸۵×۳۷ نقطه‌ای C07 با وضوح متوسط ۹۰۰ متر در غرب استان گیلان حد فاصل بندر انزلی تا شرق دهانه سپیدرود، منطقه‌ای به وسعت ۷۳×۳۴ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد. ژرفاسنجی شبکه محلی از درونبایی داده‌های GEBCO نیم درجه به ۳ ثانیه (تقریباً ۹۰ متر) بدست آمد. ضریب پالایش شبکه محلی نسبت به شبکه بالادستی ۱:۷ است و هر دو شبکه با ۳۵ لایه عمودی سیگما و کمینه عمق نیم متر در نظر گرفته شدند. براساس معیار Beckmann و Haidvogel (۱۹۹۳) داده‌های ژرفاسنجی به گونه‌ای تصحیح شده‌اند که نسبت عمق هیچ دو سلول مجاور از ۰٫۲ بیشتر نشود. توزیع ضخامت سلول‌های شبکه عمق سنجی، با گزینش توابع کشیدگی عمودی<sup>۵</sup> (Uchiyama et al., 2010) برابر ۴ و تابع انتقال<sup>۶</sup> (Shchepetkin and McWilliams, 2005) برابر ۲ تعیین شدند. به این ترتیب معیار Haney (1991) که بیشینه سازگاری هیدروستاتیک لایه‌بندی عمودی را مشخص می‌کند، ۶٫۴۷ بدست آمد. برآورده شدن مقادیر مجاز این معیارها امکان انتخاب مقادیری از  $\Delta t$  به بزرگی ۳۰۰ ثانیه را فراهم نموده است. از آنجا که مدل ROMS مبتنی بر طرح عددی ضمنی نیست، بنابراین گام زمانی باید با توجه به سه عدد کورانت افقی و عمودی (معمولاً عمودی) تعیین شود. به عبارت دیگر سیستم بدون قید و شرط پایدار نیست. اما در نظرگیری دو معیار فوق می‌تواند پایداری را تا حد زیادی تضمین نماید. در این تحقیق گام زمانی مدل موج ۱۲۰ ثانیه در هر دو شبکه منطقه‌ای و محلی در نظر گرفته شدند. در مدل جریان، گام زمانی مدل منطقه‌ای ۳۰۰ ثانیه و گام زمانی مدل محلی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شدند. مدل‌های موج و جریان هر ۶۰۰ ثانیه یک بار با یکدیگر تبادل داده می‌کنند.

معادلات دو بعدی و سه بعدی با استفاده از روش مرتبه سوم جهش قورباغه‌ای و الگوریتم اصلاحی آدامز-مولتون گسسته-سازی می‌شود (Marchesiello et al., 2003). در این تحقیق، ضریب هارمونیک اختلاط جانبی با ویسکوزیته ثابت و انتشار  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  و  $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  استفاده شد که قبلاً از سوی Turuncoglu و همکاران (۲۰۱۳) پیشنهاد و بکار برده شده بود. همچنین گزینه‌ی تر و خشکی سلول‌های محاسباتی با کمینه عمق تری سلولی ۳۰ سانتی متر برای جلوگیری از عدم ثبات مدل در مناطق کم عمق شمالی جنوب غربی و جنوب شرقی دریای خزر فعال گردید.

مدل امواج SWAN نیز یک مدل نسل سوم در فضای فرکانسی است که تبادل کنش موج را به رشد موج به وسیله باد، اتلاف در اثر سفیدک راس موج، انتقال غیر خطی انرژی موج در اثر اندرکنش سه گانه و اندرکنش چهارگانه موج، اصطکاک بستر و شکست ناشی از عمق مربوط کرده و اثرات مکانی انتشار، انکسار، کاهش عمق آب، تولید و اتلاف انرژی و اندرکنش‌های غیرخطی موج - موج را در شبیه‌سازی امواج مورد توجه قرار می‌دهد (Booij et al., 1999). در این تحقیق مشابه با Hartgerink (2005)، رشد نمایی موج با سرعت باد و اتلاف انرژی ناشی از سفیدک موج بر اساس فرمول‌بندی‌های ارایه شده توسط Komen و همکاران (۱۹۸۴) و منطبق با مقدار  $10^{-5} \times \text{cds}=1,3$  محاسبه شدند. با توجه به مطالعات Hasselmann و همکاران (۱۹۷۳)، اصطکاک بستر نیز از مدل تجربی پروژه مشترک امواج دریای شمال<sup>۱</sup> (JONSWAP) با مقدار  $c_{\text{fon}}$  برابر ۰٫۶۷ در شبکه منطقه‌ای (مادر<sup>۲</sup>) و برابر ۰٫۳۷ در آب کم عمق و در شبکه محلی (فرزند<sup>۳</sup>) در نظر گرفته شد.

## ۲-۲ شبکه محاسباتی و گام زمانی

دریای خزر در  $54,8-46,7^\circ \text{E}$  و  $47,1-36,6^\circ \text{N}$  واقع شده است. با توجه به ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیم باد، دریای خزر را به سه حوضه مرتبط نصف‌النهاری خزر شمالی، خزر میانی و خزر جنوبی با بیشینه عمق‌های ۲۵ متر، ۷۷۸ متر و ۱۰۲۵ متر تفکیک می‌کنند. با استفاده از داده‌های ژرفاسنجی، سیستمی از

<sup>4</sup> General Bathymetric Chart of the Oceans

<sup>5</sup> Vstretching

<sup>6</sup> Vtransform

<sup>1</sup> Joint North Sea Wave Project

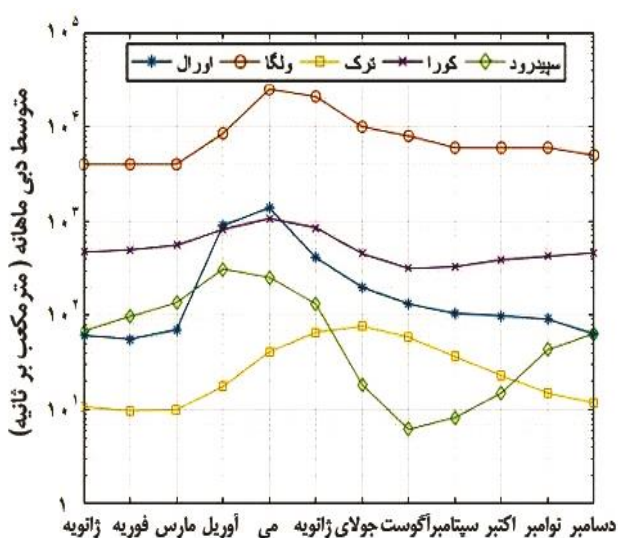
<sup>2</sup> Parent grid

<sup>3</sup> Child grid

### ۳-۲ نیروهای واداشت و شرایط اولیه

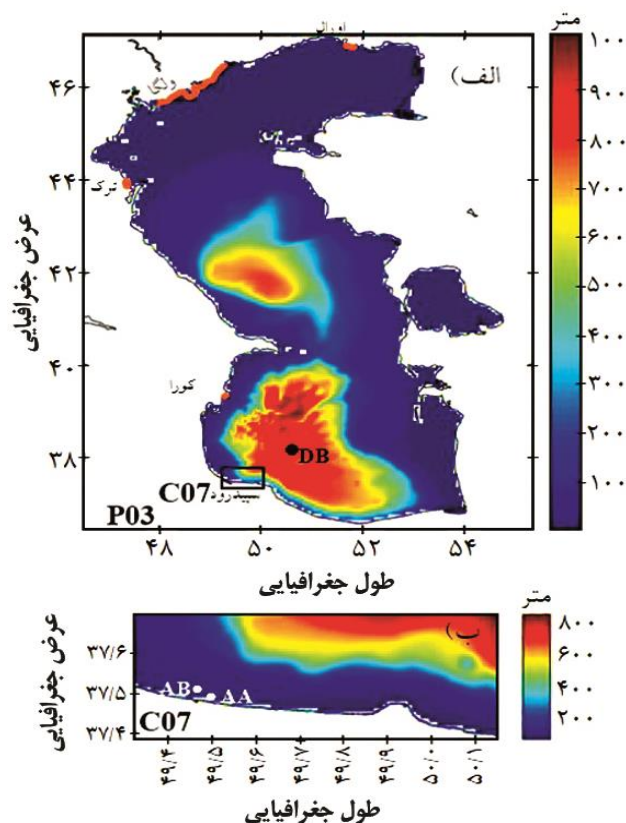
رودخانه‌های اورال، ولگا، ترک و کورا که بیشترین دبی رودخانه‌ای به دریای خزر را دارند به همراه سپیدرود در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. شکل ۲ اقلیم میانگین ماهیانه دبی ورودی این رودخانه‌ها به دریای خزر، قابل استحصال از بانک جهانی دبی رودخانه‌ها (Vörösmarty et al., 1998) را نشان می‌دهد. داده‌های دبی رودخانه با فرض ثابت بودن مقدار ماهانه، به داده‌های سه ساعته تبدیل شدند و سپس به مدل اعمال گردیدند. افزایش دبی رودخانه‌های در فصل بهار، به دلیل افزایش دما و ذوب شدن یخچال‌های سرزمینی است. با توجه به مساحت ۳۷۱۰۰۰ کیلومتر مربعی این دریاچه، و حجم دبی سالانه رودخانه‌ها می‌توان دریافت که در غیاب اثرات کاهنده تراز آب، دبی رودخانه ولگا به اندازه‌ای زیاد است که به تنهایی امکان افزایش تا ۶۹ سانتی‌متر در سال در تراز دریا را دارد. در حالی که افزایش تراز حاصل از تمامی رودخانه‌های دیگر تنها ۱۵ سانتی‌متر در سال است. Arpe و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند که علی‌رغم این میزان دبی ورودی، تراز سطح آب دریای خزر با تبخیر سطحی و تبخیر حاصل از خلیج قره‌بغاز کنترل می‌شود.

شرایط اولیه اجرای مدل، از مطالعات انجام شده روی جریان‌های اینرسی میان مقیاس در خزر میانی (Farley et al., 2012) دریافت شده است که شامل مشخصات فیزیکی دما، شوری دو و سه بعدی، جریان‌های افقی دو و سه بعدی، تراز آب به همراه مشخصات لایه یخی هستند.



شکل ۲: متوسط ماهانه دبی رودهای ولگا، اورال، ترک، کورا و سپیدرود از بانک جهانی دبی رودخانه‌ها (RivDIS v1.1)

دریای خزر فاقد نوسانات قابل ملاحظه جزرومدی است. به دلیل وسعت ۳۷۱۰۰۰ کیلومتر مربعی، واداشت‌های جوی از مهمترین واداشت‌های آن به شمار می‌آیند. نیروهای واداشت شامل مولفه‌های افقی باد در ۱۰ متری سطح آب، فشار هوا در سطح آب، دما در سطح آب، درصد رطوبت نسبی در سطح آب، بارش، شار خالص گرمای نهان ذوب، شار خالص موج بلند و شار خالص موج کوتاه، با تفکیک مکانی ۰,۱۲۵ درجه از داده‌های پایگاه داده‌ای مرکز اروپایی پیش‌بینی جوی میان-رنج ECMWF ERA-Interim که از این پس با ERA-I خوانده می‌شود، با گام زمانی ۳ ساعته روی شبکه‌های محاسباتی برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ میلادی استخراج گردیدند و به مدل اعمال شدند. داده‌های فوق، ترکیبی از داده‌های بازتحلیل و پیش‌بینی هستند. برای شار مومنتوم و شار گرما بین هوا و دریا از فرمول‌بندی بالک (Fairall et al., 1996) به عنوان نیروهای بارگذاری مدل استفاده شدند.



شکل ۳: (الف) شبکه عمق‌سنجی مادر برای مدل منطقه‌ای خزر (P03) و (ب) شبکه عمق‌سنجی فرزند برای مدل محلی سواحل غربی استان گیلان (C07) به همراه موقعیت ایستگاه‌های موج نگاری DB و AB و ایستگاه موج‌نگاری-جریان‌سنجی AA

ضریب همبستگی (CC)، شاخص پراکندگی (SI) هستند. خطای اریبی که بیانگر اختلاف میانگین بین مقادیر پیش‌بینی و اندازه‌گیری شده است از رابطه ۲ بدست می‌آید.

$$Bias = \left\langle A_{sim} - A_{obs} \right\rangle \quad (2)$$

جزر ریشه میانگین خطا که معیاری تکمیلی برای بررسی نزدیکی نتایج مدل به اندازه‌گیری است از رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$RMSE = \left\langle \left[ A_{sim} - A_{obs} \right]^2 \right\rangle^{1/2} \quad (3)$$

شاخص پراکندگی و ضریب همبستگی نیز از روابط ۴ و ۵ قابل محاسبه هستند.

$$CC = \frac{n \sum A_{sim} \sum A_{obs} - \sum A_{sim} \sum A_{obs}}{\sqrt{\left[ n \sum A_{sim}^2 - \left( \sum A_{sim} \right)^2 \right] \left[ n \sum A_{obs}^2 - \left( \sum A_{obs} \right)^2 \right]}} \quad (4)$$

$$SI = \frac{RMSE}{\sum A_{obs} / n} \quad (5)$$

در این روابط  $A_{obs}$  و  $A_{sim}$  به ترتیب مقادیر حاصل از مدل و اندازه‌گیری برای یک کمیت خاص هستند. مقادیر کوچکتر خطای اریبی و جزر ریشه میانگین خطا نشانه توافق بهتر بین دو مجموعه اطلاعات است. از این پس، نمادهای ( $obs$ ) و ( $sim$ ) به ترتیب به مقدار کمیت اندازه‌گیری و مدل اشاره دارد.

### ۳. نتایج و بحث

امواج و جریان‌های دریایی و ساحلی برای سال ۲۰۱۱ شبیه‌سازی شدند. با این وجود، به دلیل محدودیت داده‌های اندازه‌گیری، نتایج شبیه‌سازی شده در مدل‌های منطقه‌ای و محلی به ترتیب برای مدت ۸ ماه از فوریه تا اکتبر ۲۰۱۱ در محل DB و برای مدت ۵ ماه از ژانویه تا می ۲۰۱۱ در محل AB در مدل منطقه‌ای استخراج و مقایسه شدند.

برای محاسبات بلند مدت و دستیابی سریع‌تر به یک مدل پایدار، داده‌های اقلیمی نیز از سری‌های زمانی چندین ساله محاسبه می‌شوند و به صورت فایل اقلیمی به مدل بارگذاری می‌شوند. این داده‌ها باید دربرگیرنده‌ی مشخصات هیدرودینامیک و فیزیکی آب باشند. اما به دلیل فقدان اطلاعات لازم در منطقه‌ی خزر، تنها داده‌های اقلیمی دما و شوری در لایه‌های عمقی متفاوت برای خزر قابل تهیه بود. این داده‌ها از نسخه‌ی سال ۲۰۰۹ اطلس اقیانوس‌های جهان<sup>۱</sup> (WOA2009) تهیه شدند.

### ۵-۲ داده‌های میدانی

مشخصات باد و امواج توسط بویه‌های موج‌نگار در نقطه میانی خزر جنوبی با عمق ۸۰۰ متر (نقطه DB) از اواسط اکتبر تا اواسط دسامبر ۲۰۱۱، در منطقه میان-فلات مقابل بندر انزلی با عمق حدودی ۱۵ متر طی ماه‌های فوریه تا می ۲۰۱۱ (نقطه AB) اندازه‌گیری شدند. تراز اندازه‌گیری مشخصات باد از سطح دریا حدود ۶ متر بود که با رابطه ۱ می‌توان آن را به تراز ۱۰ متری منتقل کرد (Thomas et al., 2004).

$$U_{10} = U_z \ln(10/0.0016) / \ln(z/0.0016) \quad (1)$$

همچنین مشخصات امواج و نیم‌رخ جریان در شرق بندر انزلی (نقطه AA) برای یک دوره بسیار کوتاه زمانی از ۲۸ ژوئن تا ۷ جولای سال ۲۰۱۱ با استفاده از یک دستگاه ADCP نصب شده در عمق ۸ متری توسط پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی اندازه‌گیری شدند و ثبت گردیدند. فاصله مستقیم بین نقاط AB و AA در حدود ۳۱ کیلومتر است.

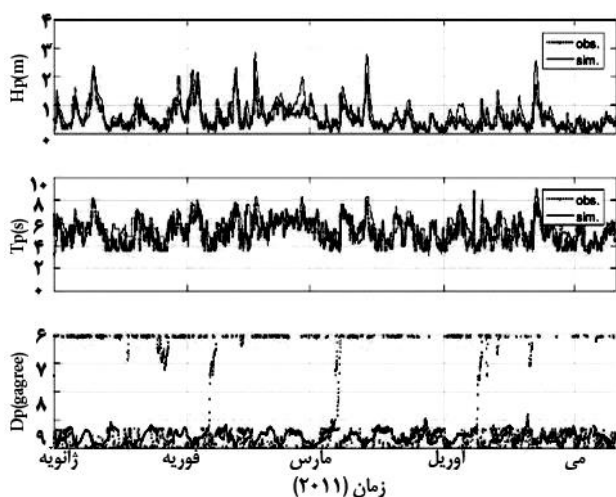
### ۶-۲ روش‌های آماری مقایسه نتایج مدل با داده‌های اندازه‌گیری‌ها

معیارهای آماری مختلفی برای مقایسه نتایج مدل عددی با اندازه‌گیرهای انجام شده مورد استفاده قرار می‌گیرند که شامل خطای اریبی (Bias) و جزر میانگین مربعات خطا (RMSE)،

<sup>1</sup> World Ocean Atlas

### ۳-۱ مدل امواج

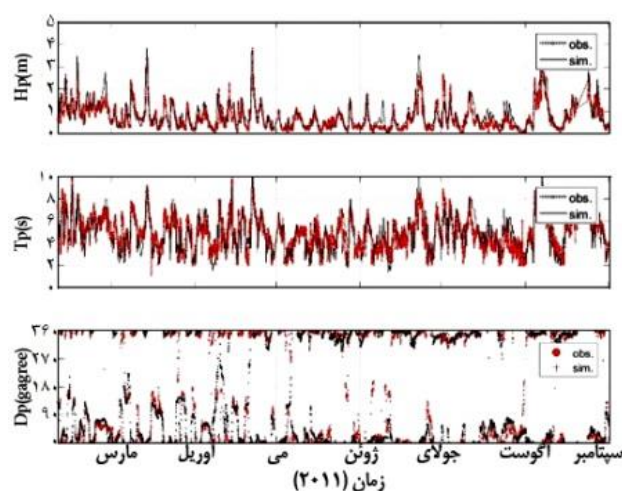
ایستگاه DB، مقادیر خطای اریبی، RMSE و شاخص پراکندگی برای ارتفاع موج مشخصه برابر ۰,۱ متر، ۰,۳۵ متر و ۰,۴۸ متر و برای پریود قله طیف ۰,۱۵ ثانیه، ۱,۰۹ ثانیه و ۰,۲۲ هستند. در ایستگاه AB، این مقادیر برای مولفه Hs برابر ۰,۱۱ متر، ۰,۳۱ متر بر ثانیه و ۰,۵۶ و برای پریود قله برابر ۰,۱۸ ثانیه، ۰,۵۲ ثانیه و ۰,۲۰ می‌باشند.



شکل ۴: مقایسه مشخصات امواج بدست آمده از بویه موج‌نگار و نتایج مدل‌سازی در ایستگاه AB

در ایستگاه AA، مقادیر متناظر برای Hs برابر ۰,۲۶ متر، ۰,۳۵ متر و ۰,۸۱ و برای Tp برابر ۰,۴۷ ثانیه، ۱,۲۷ ثانیه و ۰,۲۲ است. مقادیر بزرگتر خطا در ایستگاه AA را می‌توان با تفاوت سرعت باد اندازه‌گیری شده و سرعت باد استفاده شده در مدل مربوط دانست چرا که در بازه زمانی ۲۷ ژوئن تا ۶ جولای، سرعت باد اندازه‌گیری شده برابر ۸ متر بر ثانیه در مقابل سرعت باد استفاده شده در مدل برابر ۵ متر بر ثانیه بوده است. کاهش ارتفاع امواج در این بازه زمانی در نتایج شبیه‌سازی ایستگاه DB نیز دیده می‌شود. در ایستگاه AA در بازه زمانی اندازه‌گیری و به خصوص یکم تا چهارم جولای، انطباق خوبی بین مشخصات امواج اندازه‌گیری شده و مدل وجود ندارد. در این دوره اندازه‌گیری در آب عمیق موج شبیه‌سازی شده به نتایج دست پایین را نشان می‌دهد (جدول ۱). متأسفانه همزمانی اندازه‌گیری در ایستگاه AA با دست پایین بودن داده‌های باد ERA-I از ۲۷ ژوئن تا ۷ جولای ۲۰۱۱، امکان بهبود نتایج مدل بدون اعمال ضرایب موقت بر میدان باد را ایجاد نمی‌کند.

مشخصات بالکی امواج با استفاده از مدل SWAN پیکربندی و به صورت جفت شده با مدل جریان اجرا گردیدند. به منظور بررسی کمی دقت شبیه‌سازی میدان امواج، ارتفاع موج شاخص (Hs)، پریود قله طیف (Tp) و جهت (Dp) اندازه‌گیری‌ها با نتایج مدل استخراج شده از شبکه‌های P03 و C07 مقایسه شدند. تمامی مشخصات امواج تحت باند فرکانسی ۰,۰۴-۱ هرتز محاسبه شدند. شکل‌های ۳ و ۴ و مقایسه سری زمانی ارتفاع و پریود موج اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده در ایستگاه‌های DB، AB و AA را نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۳ می‌توان دریافت که بیشینه ارتفاع موج کمتر از ۴ متر، بیشینه پریود قله طیف کمتر از ۱۰ ثانیه و امواج بیشتر شمال-شمال شرقی هستند. امواج تابستانه حد فاصل ماه‌های می تا جولای ملایم‌تر هستند و ارتفاع آنها به ندرت به ۲ متر می‌رسد. در ایستگاه AB (شکل ۴)، ارتفاع موج به کمتر از ۳ متر و پریود آن به کمتر از ۵ ثانیه کاهش می‌یابد که به دلیل ژرفاکستی<sup>۱</sup> امواج است.



شکل ۳: مقایسه مشخصات امواج بدست آمده از بویه موج‌نگار و نتایج مدل‌سازی در ایستگاه DB

شکل ۵، در نواحی داخلی و در موقعیت AB، الگوی باد تحت تاثیر ویژگی‌های جغرافیایی نواحی جنگلی و کوهستانی قرار گرفته و از سرعت آن کم می‌شود. در جدول ۱ مقایسه مشخصات آماری امواج اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده، آمده است. در

<sup>۱</sup> shoaling

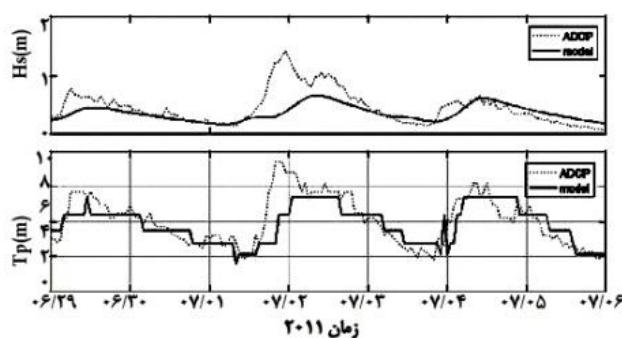
آهنگ ذوب شدن یخ‌ها کند است و شوری بخش شمالی که حاصل از نمک‌زدایی آب در هنگام یخ‌زدن است، توده آب سنگینی را در بخش‌های شمالی ایجاد می‌کند. بر این اساس الگوی جریان در دریای خزر را می‌توان در سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی از یکدیگر تفکیک نمود. در بخش شمالی، آب سرد و شور، جریانی منطقه‌ای ضعیف و ساعتگرد را ایجاد کرده است. یک جریان نسبتاً قوی کرانه‌ای شرق سو را نشان می‌دهد که در دهانه‌ی سفیدرود به بیشینه مقدار خود می‌رسد. جریان فوق، فارغ از اثرات رودخانه‌ای به دلیل هندسه‌ی خط ساحلی ایجاد شده است. حضور چرخند جنوب شرقی در آب‌های استان مازندران نیز از دیگر ویژگی‌های قابل مشاهده است. جریان‌های خزر میانی از توزیعی تقریباً یکنواخت برخوردار هستند. با این وجود جریان‌های حاشیه‌ای به صورت مشهودی قوی‌تر هستند. از طرف دیگر به جز ناحیه‌ی شمالی یعنی محدوده‌ی دهانه رود آرال، شوری سطحی از توزیع یکنواختی برخوردار است. فلوم آب شیرین رود ولگا با آغاز ماه اردیبهشت در آب‌های ساحلی شمال غربی خزر دیده می‌شود. دمای آب در عرض‌های شمالی به صورتی کاملاً مشخص و در حدود ۱۰ درجه سلسیوس پایین‌تر از عرض‌های جنوبی است. بررسی اجمالی توزیع دما - شوری و جریان نشان می‌دهد که در این فصل از سال، الگوی جریان خزر جنوبی به شکل قابل ملاحظه‌ای متأثر از دما است.

میانگین فصلی جریان، دما و شوری در سطح و در عمق ۱۰ متری از سطح آب در شکل‌های ۷ و ۸ (الف و ب) نشان داده شده‌اند. در فصل بهار، الگوی جریان‌های سطحی (شکل ۷ الف)، دو چرخند پادساعتگرد مشخص در خزر میانی و خزر جنوبی را نشان می‌دهند. در عمق ۱۰ متری (شکل ۷ ب)، این جریان‌ها با حفظ الگوی چرخند به مراتب ضعیف‌تر هستند.

در عمق ۱۰ متری از سطح آزاد آب به جز کرانه جنوبی سرعت جریان کاهش یافته است. در بخش فلات قاره سواحل ایران، جریان‌های نسبتاً قوی، همسو و قابل قیاس با جریان‌های سطحی که در دو چرخند ساعتگرد شرقی و غربی قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. بر اساس توزیع شوری، نفوذ جریان آب شیرین ولگا تا آب‌های زیر سطحی کاملاً مشهود است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، رودخانه‌ی سفید رود تأثیری بر الگوی توزیع شوری و جریان ندارد و هر گونه تغییر مسیر جریان در این بخش تنها متأثر از هندسه‌ی بستر است.

جدول ۱: مشخصه‌های آماری داده‌های موج بدست آمده از اندازه‌گیری و مدل‌سازی، مقایسه شده برای سال ۲۰۱۱

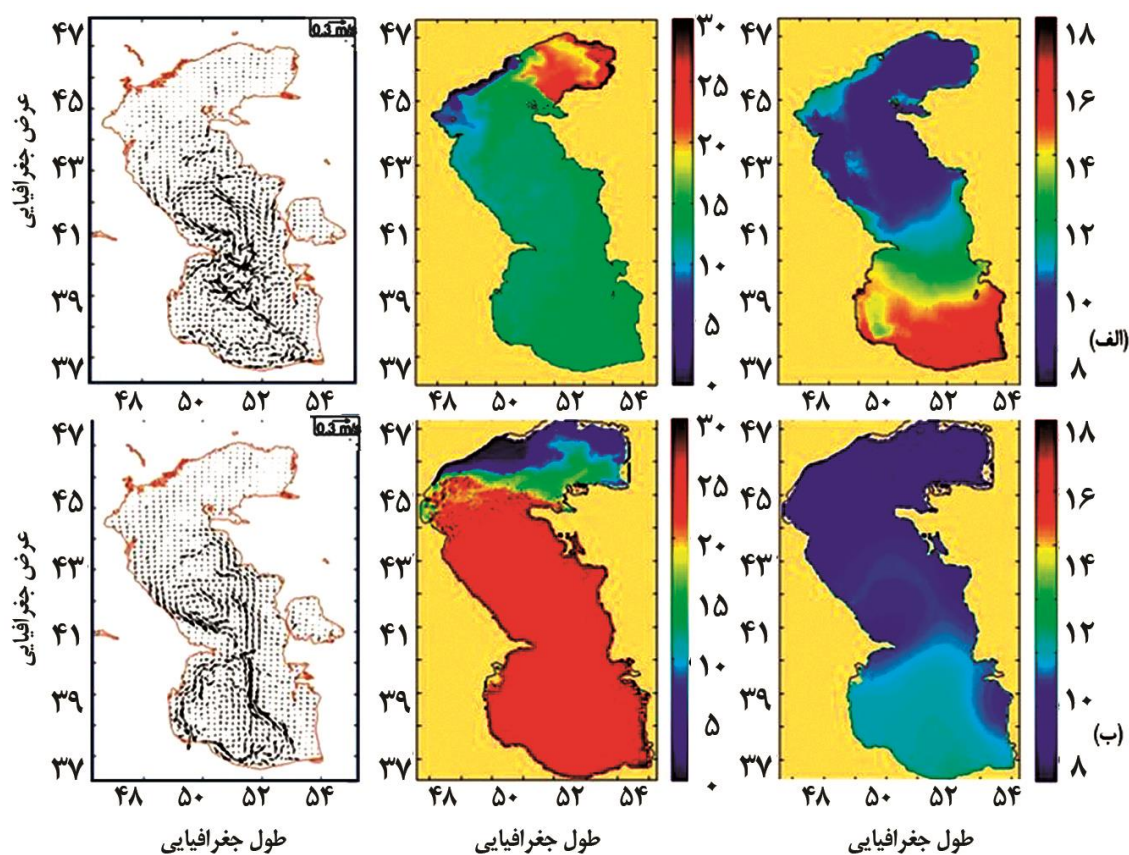
ایستگاه	DB		AB		AA	
	Hs (m)	Tp (s)	Hs (m)	Tp (s)	Hs (m)	Tp
MBE	۰.۱۰	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۸	۰.۲۶	-۰.۴۷
RMSE	۰.۳۵	۱.۰۹	۰.۳۱	۰.۵۲	۰.۳۵	۱.۳۷
SI	۰.۴۸	۰.۲۲	۰.۵۶	۰.۲۰	۰.۸۱	۰.۲۲
CC	۰.۸۴	۰.۷۶	۰.۷۹	۰.۵۶	۰.۶۶	۰.۶۵
IA	۰.۹۰	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۷۳	۰.۶۸	۰.۷۸



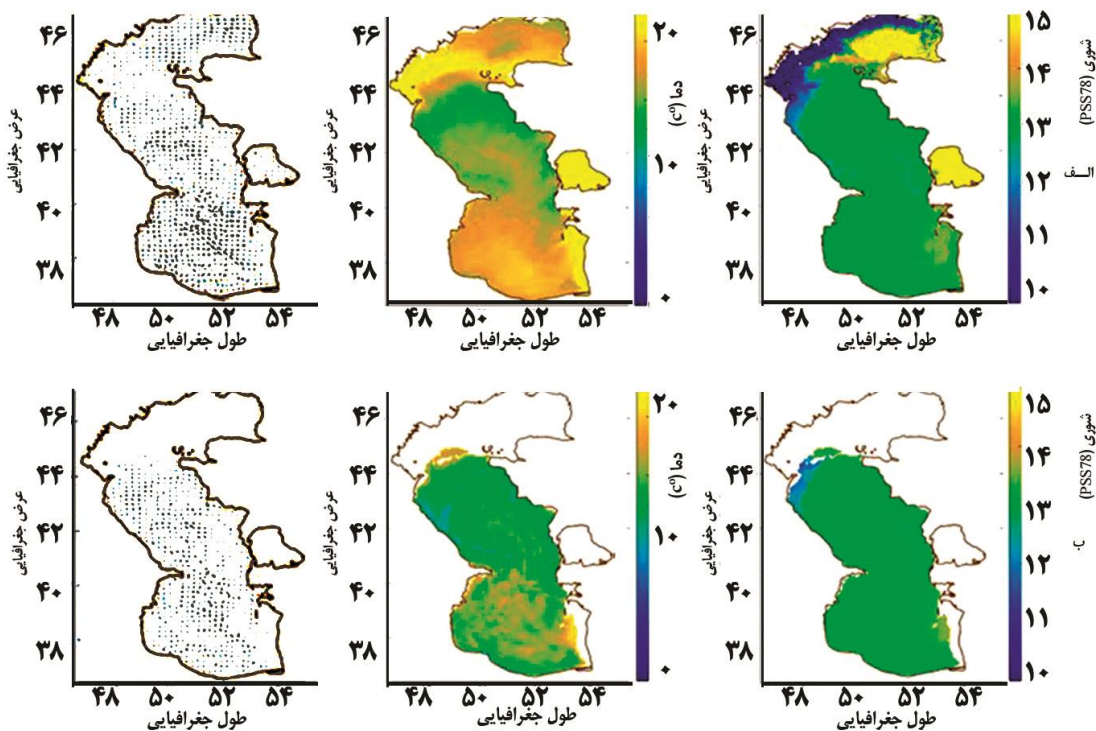
شکل ۵: مقایسه مشخصات امواج بدست آمده از دستگاه ADCP و نتایج مدل‌سازی در ایستگاه AA

### ۲-۳ مدل جریان

الگوی جریان‌های دریایی خزر در مقیاس منطقه‌ای، با استفاده مدل جفت شده ROMS-SWAN تعیین گردید. برای تخمین صحت مدل‌سازی در مقیاس محلی در شبکه C07 از داده‌های ADCP و برای مقیاس منطقه‌ای در شبکه P03 از مقایسه نتایج با کارهای قبلی انجام شده توسط Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) و Turuncoglu و همکاران (۲۰۱۳) استفاده شد. شکل ۶ الگوی فصلی گردش جریان در فصل بهار و زمستان را نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۶ الف، تغییرات قابل ملاحظه‌ای روی پارامترهای موثر بر الگوی جریان یعنی دما و شوری در حال وقوع است. شوری زیاد که محصول انجماد یخ است نشان می‌دهد که هنوز تمامی لایه یخی در بخش کم عمق شمالی ذوب نشده است. با ذوب شدن یخ‌های حاصل از انجماد زمستانه رودخانه‌ی ولگا، آب شیرین و سرد را به دریای خزر وارد می‌شود (شوری و دمای اندک اما محدود آب در مصب رود ولگا). تأثیرات دبی ولگا بر الگوی جریان فصلی است و در زمستان که سطح آب یخ می‌زند، در لایه‌های زیرین به دریای خزر وارد می‌شود (شکل ۷ و ۸).

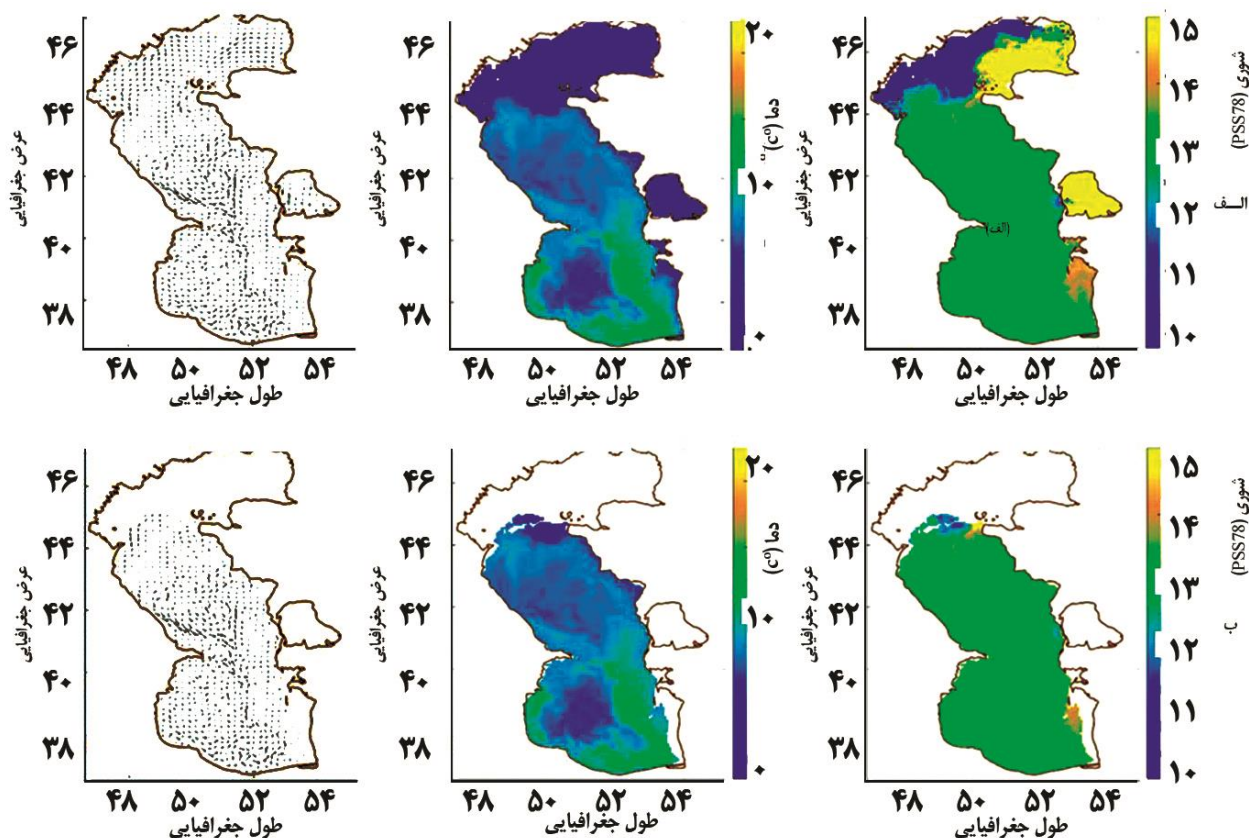


شکل ۶: توزیع جریان، شوری و دمای میانگین دریای خزر، (الف) در فصل بهار، (ب) در فصل زمستان



شکل ۷: توزیع جریان، شوری و دمای میانگین دریای خزر در فصل بهار، (الف) در سطح، (ب) در عمق ۱۰ متری





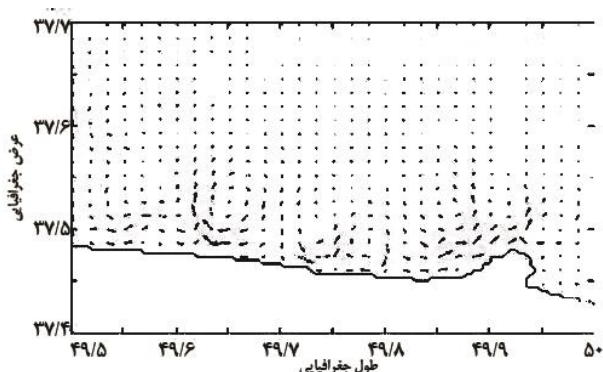
شکل ۸: توزیع جریان، شوری و دمای میانگین دریای خزر در فصل زمستان، الف) در سطح، ب) در عمق ۱۰ متری

گرادیان دمای سطحی بین دو ناحیه شمالی و جنوبی نسبت به مقدار متناظر آن در فصل بهار کمتر است. این مهم می‌تواند دلیلی برای ضعیف شدن جریان‌های عمومی باشد. در دریای خزر، گردش عمومی علاوه بر بادرانده، ترموهالاینی نیز است و تغییرات دما شوری و به شکل ویژه دما بر روی آن تاثیر زیادی دارد.

برای ارزیابی مدل محلی از داده‌های اندازه‌گیری ADCP که از تاریخ ۲۷ ژوئن ۲۰۱۱ لغایت ۶ جولای ۲۰۱۱ برداشت شده است، استفاده شد. شکل ۹، مقایسه جریان اندازه‌گیری و شبیه‌سازی در محل استقرار جریان‌سنج ADCP (ایستگاه AA) را نشان می‌دهد. جریان ADCP مربوط به پنجمین لایه زیر سطحی واقع در عمق ۳ متری از سطح آب است و جریان شبیه‌سازی مربوط به لایه سطحی است که عمق آن در محل دستگاه به ۲٫۵ متر می‌رسد. هرچند نیم متر اختلاف عمق بین دو مجموعه داده وجود دارد، اما با توجه به حساسیت‌های دستگاه می‌توان از آن صرف نظر کرده و از داده‌ها برای مقایسه استفاده نمود. بیشینه مولفه‌های سرعت u، v و اندازه جریان

در فصل زمستان (شکل ۸) الگوها متفاوت هستند. جریان‌های عمومی در خزر جنوبی بسیار ضعیف می‌شوند. اگرچه جهت چرخندهای جریان تغییر جدی نکرده است. مجدداً دیده می‌شود که جریان‌های کرانه‌ای از سرعت بیشتری برخوردار هستند. جریان‌های خزر میانی، با حفظ جهت چرخند، نسبت به خزر جنوبی قوی‌ترند. در خزر شمالی، با کاهش چشمگیر خروجی رودخانه‌های آرال و ولگا، جریان بسیار کاهش یافته است. با توجه به توزیع دما و شوری اختلاط عمودی بین لایه‌های سطحی و زیر سطحی در این فصل مشخص‌تر است.

توزیع شوری لایه‌ای تقریباً همگن در سراسر خزر جنوبی و میانی با افزایش نسبی شوری را نشان می‌دهد. در خزر شمالی، شوری تقریباً اندکی وجود دارد که وضعیتی متفاوت از بهار است. در فصل بهار بر خلاف فصل زمستان، شوری خزر شمالی بیشتر از دو بخش دیگر می‌باشد. که باید به دلیل یخ زدن آب در این ناحیه کم عمق باشد. دمای سطحی در سراسر خزر و به خصوص در خزر شمالی کاهش یافته است.



شکل ۱: الگوی جریان سطحی منطقه فلات قاره میانی در بهار

#### ۴. نتیجه‌گیری

پارامترهای بالکی امواج، جریان‌های منطقه‌ای دریای خزر و جریان‌های بخش میانی فلات قاره تا بخش داخلی فلات قاره استان گیلان با استفاده از سیستم جفت شده‌ی مدل‌های اقیانوسی - امواج ROMS-SWAN و با استفاده از میدان داده‌های جوی ECMWF به منظور مدل‌سازی جریان‌های ساحلی و پیش‌بینی آن شبیه‌سازی شدند و نتایج آن برای سال ۲۰۱۱ بررسی گردیدند. در بخش مرکزی خزر جنوبی، امواج عمدتاً شمالی هستند و ارتفاع شاخص آنها کمتر از ۴ متر است. در بخش میانی فلات قاره و در منطقه گذار، موج غالب در جهت شمالی و جهت شرقی متمرکز است. الگوی گردش حاصل از اجرای مدل منطقه‌ای، جریان‌های دریایی قابل توجهی (بیش از ۴۰ سانتی متر بر ثانیه) در حاشیه شکست فلات پیش‌بینی کرده است. این الگو، سه ساختار گردشی (چرخاب) در خزر میانی و جنوبی را نشان می‌دهد. در خزر میانی و در شمال پشته آبشوران، چرخابی قوی و به صورت پادساعتگرد وجود دارد که توسط محققان دیگر (Ibrayev et al., 2010) از اجرای یک مدل کوپل شده جو-دریا نیز که الگوی اقلیمی گردش آب در خزر را ارایه کرده‌اند، مشخص شده است. این چرخاب‌ها متأثر از انتقال رو به شمال آب‌های گرم در فلات قاره شرقی دریای خزر جنوبی و مرکزی است. در خزر جنوبی دو چرخند جفت شده با جهت پادساعتگرد دیده می‌شوند. هر سه چرخند دائمی بوده و تنها در بعضی مواقع قدرت آنها تغییر می‌کند. این نتیجه قبلاً توسط کمیجانی و همکاران (۱۳۹۵) بیان شده است. در مقایسه، سرعت جریان‌های حاشیه‌ای در بخش‌های خارجی و بخش‌های عمیق داخلی چرخندها کمتر هستند. با توجه به موقعیت و تغییرات ژرفای بستر، این چرخندها محصول

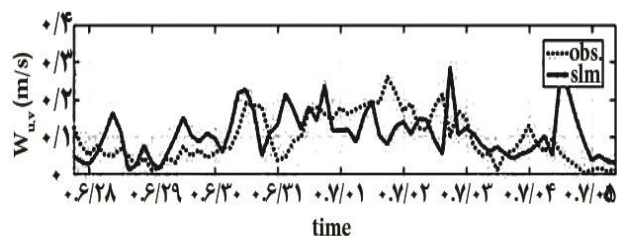
افقی  $w_{u,v}$  برابر ۰٫۱۲، ۰٫۲۳ و ۰٫۲۹ متر بر ثانیه هستند. جدول ۲ نشان‌دهنده مقایسه آماری بین سرعت‌های  $u$ ،  $v$  و  $w_{u,v}$  است.

جدول ۲: مشخصه‌های آماری جریان در ایستگاه AA بدست آمده از مقایسه مقادیر اندازه‌گیری و مدل‌سازی

	$u$ (m/s)	$v$ (m/s)	$w_{u,v}$ (m/s)
MBE	-۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۲
RMSE	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸
SI	۱٫۱۴	۱٫۱۷	۱٫۱۴
CC	۰٫۳۶	۰٫۱۶	۰٫۳۶
IA	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۵۶
R2	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۱۳

میانگین خطای آریبی برای این مولفه‌ها برابر ۰٫۰۴، صفر و ۰٫۰۲ متر بر ثانیه و RMSE برای این سرعت‌ها مقدار ۰٫۰۸ متر بر ثانیه است. برای تمامی سرعت‌ها، مقادیر SI بزرگتر از ۱ می‌باشند و مقادیر متناظر ضرایب انطباق (IA) برابر ۰٫۳۱، ۰٫۴۵ و ۰٫۵۶ هستند. بر این اساس، جریان‌های شبیه‌سازی شده و اندازه‌گیری متفاوت از هم هستند. هرچند الگوی کلی جریان در بازه کوتاه مقایسه تقریباً یکسان است اما همانطور که قبلاً گفته شد، این تفاوت الزاماً نه به خطای اندازه‌گیری و نه به ضرایب پیکربندی مدل مربوط نبوده، بلکه به علت پرخفا بودن میدان باد ERA-I در این بازه زمانی است و از این رو اختلاف بین شبیه‌سازی و اندازه‌گیری منطقی است.

توزیع سرعت متوسط عمقی برای فصل بهار (ماه‌های اردیبهشت، خرداد) در شکل ۱۰ نشان داده شده است. توزیع جریان‌های فوق به وجود مناطقی با پتانسیل دائمی جریان (کانال) و جریان‌های وابسته به آن‌ها دلالت دارد. البته این جریان‌های ساحلی، با توجه به ابعاد شبکه محلی دقیقاً نمی‌توانند متأثر از امواج باشند اما تلفیقی از جریان‌های باد رانده و موج رانده‌اند.



شکل ۹: سری زمانی سرعت افقی جریان اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده در ایستگاه AA، داده‌های ADCP مربوط به عمق ۳ متری از سطح و داده‌های شبیه‌سازی مربوط به لایه سطحی است.

- Arpe, K.; Bengtsson, L.; Golitsyn, G.; Mokhov, I.; Semenov, V.; Sporyshev, P., 2000. Connection between Caspian Sea level variability and ENSO. *Geophysical Research Letters*, 27(17): 2693-2696.
- Beckmann, A.; Haidvogel, D.B., 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23(8): 1736-1753 .
- Booij, N.; Ris, R.; Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 104(C4): 7649-7666.
- Fairall, C.W.; Bradley, E.F.; Rogers, D.P.; Edson, J.B.; Young, G.S., 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2): 3747-3764.
- Farley Nicholls, J.; Toumi, R.; Budgell, W.P., 2012. Inertial currents in the Caspian Sea. *Geophysical Research Letters*, 39(18).
- Hasselmann, K.; Barnett, T., Bouws, E.; Carlson, H.; Cartwright, D.; Enke, K.; Kruseman; P., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergänzungsheft*, 8-12P.
- Haney, R.L., 1991. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *Journal of Physical Oceanography*, 21(4): 610-619 .
- Hartgerink, P., 2005. Analysis and modelling of wave spectra on the Caspian Sea. TU Delft, Delft University of Technology, Netherlands, 214P.
- Ibrayev, R.; Özsoy, E.; Schrum, C.; Sur, H., 2010. Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction. *Ocean Science*, 6: 311-329.
- Komen, G.; Hasselmann, K.; Hasselmann, K., 1984. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum.

شکل‌گیری امواج راسبی در خزر میانی و به خصوص خزر جنوبی (Matikolaie et al., 2017) هستند. در مقیاس محلی، الگوی جریان‌های شبیه‌سازی شده، دلالت بر وجود سلول‌های گردابه‌ای افقی در منطقه‌ی ساحلی و ایجاد جریان‌های دریا سوی متمرکز دارد که با ورود به دریا از شدت آنها کاسته می‌شود. این سلول‌ها شواهد مناسبی برای حضور جریان‌های شکافنده در آبهای ساحلی است. به نظر می‌رسد حضور دائمی چرخندهای افقی به حساسیت نیم رخ ساحل در پاسخ‌گویی به حضور امواج در آبهای ساحلی مرتبط باشد. داده‌های ژرفاسنجی مورد استفاده با دقت ۲ دقیقه برای مدل منطقه‌ای مناسب است اما برای مدل محلی فاقد دقت لازم در طرح صحیحی از نیم رخ بستر در مقطع عمود بر ساحل است و عوارض بستر شامل کانال‌ها و پشته‌ها را نشان نمی‌دهد. اگرچه به دلیل عدم دقت مقادیر ژرفانگاری استفاده شده برای شبکه محلی، مکان شکل‌گیری این جریان‌ها و همچنین بزرگی آنها از دقت کافی برخوردار نیست. جریان‌های کوچک مقیاس شکافنده در مقیاس محلی، با توجه به ابعاد شبکه محلی، کاملاً مشهود نیستند و لازم است تا با تقویت قدرت سخت‌افزاری، این سیستم تودرتو را توسعه و تا نواحی شکست گسترش داد.

## ۵. سیاست‌گذاری

این مطالعه با حمایت مالی "صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور" برای طرح با کد ۹۶۰۰۲۲۲۰ و همچنین پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی ایران (INIOAS)، انجام شده است.

## منابع

- سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۸۸. مدل‌سازی امواج دریا‌های ایران، جلد اول. سازمان بنادر و دریانوردی. انتشارات سازمان بنادر و دریانوردی، ایران، ۲۴۱ صفحه.
- کیمیجانی، ف؛ چگینی، و؛ صدری نسب، م؛ و سیادت موسوی، س.م.، ۱۳۹۵، شبیه‌سازی الگوی جریان سه بعدی، توزیع دما و شوری سطحی آب در حوضه جنوبی دریای خزر. نشریه مهندسی دریا، سال دوازدهم، شماره ۲۳، صفحات ۸۰-۶۹.

- ocean modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates oceanic model. *Ocean Modeling*, 9: 347-404.
- Thomas, B.R.; Kent, E.C.; Swail, V.R., 2004. Methods to homogenize wind speeds from ships and buoys. *International Journal of Climatology*, 25(7): 979-995.
- Turuncoglu, U.; Giuliani, G.; Elguindi, N.; Giorgi, F., 2013. Modelling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS): model design and preliminary results. *Geoscientific Model Development*, 6(2): 283-299 .
- Vörösmarty, C.; Fekete, B.; Tucker, B., 1998. Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 (RivDIS). Data set. Available online [<http://www.daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Uchiyama, Y.; McWilliams, J.C.; Shchepetkin, A.F., 2010. Wave current interaction in an oceanic circulation model with vortex-force formalism: Application to the surf zone. *Ocean Modelling*, 34(1): 16-35 .
- Journal of Physical Oceanography, 14(8): 1271-1285.
- Kumar, N.; Voulgaris, G.; Warner, J.C., 2011a. Implementation and modification of a three-dimensional radiation stress formulation for surf zone and rip-current application. *Coastal Engineering*, 58: 1097-1117.
- Kumar, N.; Voulgaris, G.; Warner, J.C., 2011b. Measurements and three-dimensional modeling of nearshore circulation on a South Carolina Beach. *Shore & Beach*, 79(2): 9.
- Marchesiello, P., 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 33(4): 753-783 .
- Mazaheri, S.; Kamranzad, B.; Hajivalie, F., 2013. Modification of 32 years ECMWF wind field using QuikSCAT data for wave hindcasting in Iranian Seas. *Journal of Coastal Research SI*, 65: 344-349 .
- Matikolaie, J.B.; Bidokhti, A.A.A.; Shiea, M., 2017. Some aspects of the deep abyssal overflow between the middle and southern basins of the Caspian Sea. *Ocean Science Discussions*, 01: os-2016-87
- Shchepetkin, A.F.; McWilliams, J.C., 2005. The regional