شبیه‌سازی الگوی جریان سه بعدی، توزیع دما و شوری سطحی آب در حوضه جنوبی دریای خزر

فرشته کمیجانی[۱*]، وحید چگینی[۲]، مسعود صدری نسب[۳]، سید مصطفی سیادت موسوی[۴]

[۱]دکتری فیزیک دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر؛ komijani@namrood.com
[۲]عضو هیئت علمی، پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی؛ v_chegini@inio.ac.ir
[۳]عضو هیئت علمی، دانشکده مجیط زیست، دانشگاه تهران؛ masoud.sadri@ut.ac.ir
[۴]عضو هیئت علمی، دانشگاه علم و صنعت ایران؛ siadatmousavi@iust.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:
تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۰۴/۰۴
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۱/۲۵

کلمات کلیدی:
دریای خزر
مدل‌سازی سه بعدی
ROMS
جریان
پارامترهای فیزیکی

چکیده

در این مطالعه شبیه‌سازی سه‌بعدی الگوی جریان، توزیع دما و شوری سطحی آبِ دریای خزر جنوبی با به‌کارگیری مدل ROMS مورد بررسی قرار گرفته است. به‌کارگیری دقیق‌ترین اطلاعاتِ عمق‌سنجی و نیرو با دقت زمانی ۶-۳ ساعته و دقت مکانی ۰/۱۲۵ درجه از ویژگی‌های مدل‌سازی انجام شده است. نتایج نشان داد که یک چرخش فشاروردِ ساعتگرد و قوی در منطقه‌ی آب عمیق قرار دارد که از سطح تا زیرسطح گسترده شده است. از دیگر ساختارهای جریانِ خزر جنوبی، وجود یک ساختار دوقطبی ساعتگرد/پادساعتگرد در شمال غربی (محل پشته‌ی آپشرون)/ جنوب غربی است که تقریباً در کل سال تداوم دارد. بر اساس نتایج، شار شناوری خالص در خزر جنوبی، بیش از آنکه به شار شوری وابسته باشد، تحت تأثیر شار گرمایی است. همچنین در مرز شرقی یک جبهه‌ی آب شور قرار دارد که در فصل گرم و سرد سال به ترتیب همراه با آب گرم و سرد از سایر مناطق تفکیک شده است.

Simulation of 3D Current Pattern, Sea Surface Temperature and Salinity Distribution in the South of Caspian Sea

Fereshte Komijani[1*], Vahid Chegini[2], Masoud Sadrinasab[3], Seyed Mostafa Siadatmosavi[4]

[1]Ph.D Student of Physical oceanography, Khoramshahr Marine Science and Technology University; fereshtehkomijani@gmail.com
[2]Faculty member, Iranian national Institute for Oceanography and Atmospheric Science; v_chegini@inio.ac.ir
[3]Faculty Member Technology University; masoud.sadri@ut.ac.ir
[4]Faculty member, Iran University of Science and Technology, School of Civil Engineering; siadatmousavi@iust.ac.ir

ARTICLE INFO

Article History:
Received: 25 Jun. 2015
Accepted: 13 Apr. 2016

Keywords:
Caspian Sea
3D simulation
ROMS
Current
Physical parameters

ABSTRACT

In this study, patterns of water current, sea surface temperature and salinity distributions over the South Caspian Sea (SCS) have been investigated using ROMS model. Appling the most accurate bathymetry data and forces with temporal resolution of 3-6 hours, and spatial resolution of 0.125 deg is a characteristic of the simulations used in this study. Results show that there is a barotropic anticyclonic eddy over the deep water of SCS, which extended from surface to subsurface. A dipole anticyclonic/cyclonic feature is another structure of SCS that located in northwest (in Apsheron sill)/ southwest respectively,a nd persist throughout the year. Based on results, net buoyancy flux of SCS is more affected by thermal buoyancy rather than haline buoyancy. In addition, there is a saline front in the east coast of SCS that is separated from other regions by combining with warm (cold) water during (warm) seasons.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

۱- مقدمه

شناخت الگوی جریان و ساختارهای موجود در هر حوضه‌ی آبی به عنوان اطلاعات پایه‌ای محسوب می‌گردد که در طرح‌ریزی مهندسی و مدیریت دریا، پیش‌بینی پراکنش آلودگی و انتقال رسوبات، توزیع مشخصه‌های فیزیکی، لایه‌بندی و غیره اهمیت اساسی دارد. مطالعه‌ی الگوی جریان از روش مدل‌سازی و اندازه‌گیری میدانی امکان‌پذیر است. ازآنجاییکه مطالعات میدانی انجام شده دردریای خزر به مناطق ساحلی و کم‌عمق محدود می‌شود، لذا نتایج به دست آمده از این روش بیشتر به بررسی دریای خزر شمالی (مطالعاتی همچون [۱]) و مناطقی همچون شبه‌جزیره آپشرون[۱] (مانند مطالعه [۲])، اختصاص دارد. از این رو اکثر مطالعات انجام شده در دریای خزر به روش مدل‌سازی معطوف می‌گردد. از جمله می‌توان به مطالعه‌ی انجام شده توسط ایبرایو و همکاران اشاره کرد که از مدل سه بعدی MESH استفاده کردند و به بررسی گردش فصلی و همچنین انتقال جرم آب در دریای خزر پرداختند. از جمله نتایج تحقیق آنها می‌توان به انتقال اکمنِ رو به جنوب غربی در طول سواحل شرقی خزر میانی اشاره کرد که در فصل تابستان رخ می‌دهد. همچنین در تحقیق آنها وجود چرخش پادساعتگرد در ماه‌های دسامبر و ژانویه از ویژگی‌های جریان در خزر میانی به دست آمده است [۳]. کارا و همکاران با استفاده از مدل HYCOM به بررسی تأثیر نیروهای مختلف (باد، شار شناوری شوری و رودخانه) بر چرخش آب دریای خزر پرداخته‌اند. نتایج شبیه‌سازی‌های آنها نشان داد که نیروی غالب در ایجاد جریانِ دریای خزر، نیروی باد است. آنها نشان دادند که در طول زمستان به خصوص ژانویه، چرخش آبِ خزرِ میانی با حرکت رو به شمال در مرز شرقی و حرکت رو به جنوب در مرز غربی تعیین می‌گردد که معرف یک چرخش پادساعتگرد است. همچنین در طول تابستان به علت وزش باد غالبِ شمالی، یک جریان بسیار قوی از قسمت شرقی دریا به طرف مرکز ایجاد می‌گردد که پدیده فراجوشی را در طول بخش شرقی ایجاد می‌کند [۴]. گونداز و اوزسوی با به‌کارگیری مدل HYCOM به مطالعه‌ی الگوی جریان سطحی و زیرسطحی در دریای خزر پرداختند. از جمله نتایج آنها حرکت رو به جنوب و رو به شمال به ترتیب در مرز غربی و شرقیِ لایه‌ی زیرسطحیِ (۳۰-۰ متر) خزرمیانی بوده است که چرخش پادساعتگردِ فصلی را ایجاد می‌کند. از سایر ساختارهای به دست آمده در این تحقیق می‌توان به چرخش ساعتگرد در محل آب عمیق اشاره کرد. همچنین شکل‌گیری یک ساختار دوقطبی ساعتگرد/پادساعتگرد در شمال غربی (در محل شبه‌جزیره آپشرون)/ جنوب غربیِ خزر جنوبی از دیگر نتایج بررسی نها است که ازسطح تا زیرسطح گسترده شده است [۵]. بررسی‌ها نشان داد که همچنین برخی مطالعات پیشین در حوضه‌ی دریای خزر توسط مدل‌های تشخیصی[۲] انجام شده است (مانند [۶ و ۱]) که ساختار دینامیکی این مدل‌ها به علت وجود ترم‌های درجه اول و یا تا مرتبه‌هایِ پایینِ غیرخطی، ضعیف بوده است. همچنین استفاده از شبکه‌های بزرگ‌مقیاس (مانند بزرگنمایی ۵۰ کیلومتری) و به‌کارگیری ورودی‌های گسسته (مانند استفاده همزمان از داده‌های ماهانه و سالانه) و البته بزرگ‌مقیاس سبب شده که نتایج مدل‌سازها بعضاً با یکدیگر متفاوت به دست آید و لذا دانسته‌ها و شناخت ما از ویژگی‌های واقعیِ جریان و همچنین توزیع مشخصه‌های فیزیکی آب دریای خزر محدود باشد. این امر لزوم انجام شبیه‌سازی‌های دقیق با به‌کارگیری داده‌های ورودی یکپارچه با بالاترین دقت مکانی و زمانی، برای شناخت بیشتر الگوهای جریان موجود در این حوضه‌ی آبی را نمایان می‌سازد. لذا در این مطالعه با به‌کارگیری مدل سه بعدی و کدباز ROMS که دارای قابلیت شبیه‌سازی گردابه‌ها است، و استفاده از داده‌های ورودی با دقت مکانی ۰/۱۲۵ درجه و دقت زمانی ۳ تا ۶ ساعت به بررسی ساختارهای سالانه و ماهانه‌ی سه بعدی جریان سطحی و زیرسطحی دریای خزر جنوبی (که برای آب‌های دریای ایران از اهمیت ویژه‌ای برخورداراست) پرداخته می‌شود. همچنین دستیابی به الگوی توزیع افقی دما و شوری سطحی از دیگر اهداف این تحقیق محسوب می‌گردد.

۱-۱- مدل ROMS

مدل ROMS یک مدل سه بعدی سطح آزاد است که معادلات ناویر-استوکس[۳] را با در نظر گرفتن تقریب هیدرواستاتیک[۴] و بوزینسک[۵] حل می‌کند [۷ و ۸]. این مدل دارای قابلیت شبیه‌سازی گردابه‌های افقی و عمودی در مقیاس اقیانوسی است. از جمله قابلیت‌های این مدل وجود طرح‌واره‌های مختلف برای بررسی تکانه، انتقال و انتشار، تلاطم و غیره، به‌کارگیری دقت جمله‌ها تا مرتبه‌ی چهارم و لحاظ کردن پدیده‌های موجود در لایه‌ی برهم‌کنش دریا-جو است که سبب توصیه شدن آن توسط محققان علوم دریایی شده است. معادلات حاکم در این مدل به صورت زیر ارائه می‌شود [۹]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial(H_z u)}{\partial t}+\frac{\partial(uH_z u)}{\partial x}+\frac{\partial(vH_z u)}{\partial y}+\frac{\partial(\Omega H_z u)}{\partial s}\\ -fH_z u\\ =-\frac{H_z}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}-H_z g\frac{\partial \eta}{\partial x}\\ -\frac{\partial}{\partial s}\left(\overline{\acute{u}\acute{w}}-\frac{\nu}{H_z}\frac{\partial u}{\partial s}\right)\\ -\frac{\partial(H_z S_{xx})}{\partial x}-\frac{\partial(H_z S_{xy})}{\partial y}\\ +\frac{\partial S_{px}}{\partial s}\end{aligned} \qquad (۱)$$

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

$$\frac{\partial(H_z v)}{\partial t}+\frac{\partial(uH_z v)}{\partial x}+\frac{\partial(vH_z v)}{\partial y}+\frac{\partial(\Omega H_z v)}{\partial s}-fH_z v=-\frac{H_z}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}-H_z g\frac{\partial \eta}{\partial y}-\frac{\partial}{\partial s}\left(\overline{\acute{v}\acute{w}}-\frac{\nu}{H_z}\frac{\partial v}{\partial s}\right)-\frac{\partial(H_z S_{yx})}{\partial x}-\frac{\partial(H_z S_{yy})}{\partial y}+\frac{\partial S_{py}}{\partial s} \quad (۲)$$

$$0=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial s}-H_z\rho\frac{g}{\rho_0} \quad (۳)$$

معادله‌ی پیوستگی به رابطه‌ی زیر بیان می‌گردد:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial(H_z u)}{\partial x}+\frac{\partial(H_z v)}{\partial y}+\frac{\partial(\Omega H_z)}{\partial s}=0 \quad (۴)$$

و انتقال کمیت اسکالر مانند دما و شوری با معادله زیر ارائه می‌شود:

$$\frac{\partial(H_z C)}{\partial t}+\frac{\partial(uH_z C)}{\partial x}+\frac{\partial(vH_z C)}{\partial y}+\frac{\partial(\Omega H_z C)}{\partial s}=-\frac{\partial}{\partial s}\left(\overline{\acute{c}\acute{w}}-\frac{\nu_\theta}{H_z}\frac{\partial C}{\partial s}\right)-C_{source} \quad (۵)$$

در این معادلات که با فرض برقراری تقریب بوزینسک و فشار هیدرواستاتیک برقرار است، u، v و Ω مولفه‌های سرعت در راستای افقی و عمودی هستند. s مختصات سیگما، z مختصات عمودی و η نوسانات سطح آزاد را نشان می‌دهند. H_z و f به ترتیب ضخامت سلول‌های شبکه و پارامتر کریولیس هستند. p معرف فشار، ρ و ρ_0 چگالی آب و چگالی مرجع را نشان می‌دهند. ν و ν_θ به ترتیب ضریب ویسکوزیته‌ی مولکولی و ضریب انتشار هستند. C کمیت اسکالر، C_{source} جمله‌ی چشمه-چاه و S_{ij} مولفه‌های تنش تشعشعی را نشان می‌دهند.

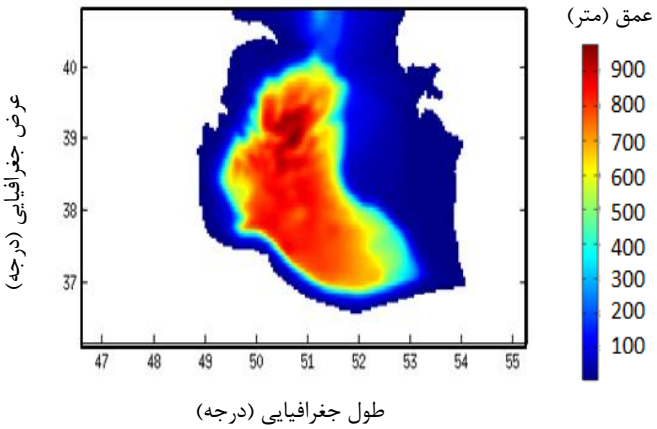
۲-۱- منطقه‌ی مورد مطالعه

دریای خزر جنوبی در عرض جغرافیایی ˝۳۳ °۳۶ تا ´۳۰ °۴۰ شمالی و طول جغرافیایی °۴۹ تا °۵۴ شرقی قرار دارد. خزر جنوبی با عمق متوسط ۳۵۰ متر و عمق بیشینه‌ی ۱۰۲۵ متر [۱۰] عمیق‌ترین حوضه‌ی آبی دریای خزر محسوب می‌شود. پشته‌ی آپشرون با عمق بیشینه‌ی ۱۸۰ متر در شمال غربی خزر جنوبی قرار دارد که خزر میانی و جنوبی را از هم جدا می‌کند [۱۱]. با توجه به اینکه از بین بخش‌های شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر، بیش از ۸۰ درصد نوار ساحلی خزر جنوبی به ایران تعلق دارد، لذا مطالعه‌ی حاضر عمدتاً به ارائه‌ی نتایج شبیه‌سازی از جمله ساختارهای جریان، توزیع دما و شوری در خزر جنوبی اختصاص داده شده است.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- شبکه عمق‌سنجی

به منظور شبیه‌سازی پدیده‌های بزرگ‌مقیاس تا میان‌مقیاس موجود در خزر جنوبی، دقیق‌ترین نقشه‌ی موجود عمق‌سنجی با دقت ۳۰ ثانیه از پایگاه Geodas برای منطقه‌ی خزر جنوبی تهیه شده است (شکل ۱). با انجام پردازش‌هایی مانند اصلاح داده‌های عمق به سطح آزاد دریا و هموارسازی خط ساحلی، در نهایت شبکه‌ی ریزی با ابعاد تقریبی هر سلول ۳۳۰۰×۳۳۰۰ متر مربع ساخته شده است و تعداد ۲۰ لایه سیگما در راستای عمودی در نظر گرفته شده است. قابل ذکر است که با توجه به قابلیت‌های مدل ROMS در تعیین میزان ضخامت لایه‌های عمودی، در این تحقیق لایه‌بندی راستای قائم به صورتی در نظر گرفته شده است که در سطح ضخامت لایه‌ها تا نیم متر در نظر گرفته شده است و به حرکت به سمت عمق، این ضخامت افزایش یافته و به ۱۵۰ متر نیز رسیده است.



شکل ۱- اطلاعات عمق‌سنجی (متر) در محدوده‌ی مورد مطالعه در دریای خزر جنوبی

۲-۲- ساخت فایل‌های نیروهای هیدرودینامیکی

با توجه به اینکه ساختارهای دریایی حوضه‌ی خزر جنوبی دارای تغییرات زمانی ماهانه هستند [۴]، برای دیده شدن تغییرات آنها نیاز به اعمال نیروهای با دقت زمانی بالا است. در این تحقیق، این مهم علاوه بر اعمال ورودی‌های مدل با دقت مکانی بالا مورد توجه قرار گرفته شده است. در این مطالعه داده‌ها با دقت مکانی ۰/۱۲۵×۰/۱۲۵ درجه و گام زمانی ۳ الی ۶ ساعته از پایگاه ECMWF-ERA Interim تهیه شده است. این داده‌ها شامل مولفه‌های شار گرمایی در لایه‌ی برهم‌کنش دریا-اتمسفر (شار گرمای نهان، شار گرمای محسوس، تابش خورشید و بازتابش از سطح دریا)، فشار هوا، دمای هوا، مولفه‌های سرعت باد، تبخیر و بارندگی است از نسخه‌ی پیش‌بینی[۶] پایگاه یاد شده برای بازه‌ی سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۰ استخراج شده است. علت این انتخاب در

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

بالاتر بودن دقت داده های نسخه‌ی ذکر شده در محل آب کم‌عمقِ و ۳ ساعته بودن داده‌های فوق الذکر خلاصه می‌شود. همچنین داده‌ی دمای سطحی آب با گام زمانی ۶ ساعته از نسخه‌ی بازپردازش شده‌ی[۷] سایت یاد شده دریافت شده است. مولفه‌های تنش باد (τ_{sx},τ_{sy}) با در نظر گرفتن ضریب درگ (C_D) با فورمولاسیون وُ [۱۲] با روابط زیر محاسبه شده است:

$$V_{10}=\sqrt{u_{10}^2+v_{10}^2} \quad (۶)$$

$$C_D=\begin{cases}(0.8+0.085\times V_{10})\times 0.001 & V_{10}>7.5\ \frac{m}{s}\\ 1.2875\times 0.001 & V_{10}<7.5\ \frac{m}{s}\end{cases} \quad (۷)$$

$$(\tau_{sx},\tau_{sy})=\rho_a C_D V_{10}(u_{10},v_{10}) \quad (۸)$$

که در این روابط u_{10} و v_{10} به ترتیب مولفه‌های سرعت باد در تراز ۱۰ متری در جهت x و y هستند. ρ_a چگالی هوا با مقدار ۱/۲ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته شده است. همچنین مولفه‌ی قائم تاوایی[۸] باد با رابطه‌ی زیر محاسبه شده است:

$$v_z=\frac{\partial v_{wind}}{\partial x}-\frac{\partial u_{wind}}{\partial y} \quad (۹)$$

شار خالص آب شیرین با استفاده از مقادیر تبخیر و بارندگی تعیین شده است. شار خالص گرما از جمع جبری تابش خورشید (Q_S)، بازتابش از سطح دریا (Q_{IR})، شار گرمای محسوس (Q_H) و شار گرمای نهان (Q_E) و با استفاده از کدهای نوشته شده، محاسبه شده است:

$$Q_{NET}=Q_S+Q_{IR}+Q_H+Q_E \quad (۱۰)$$

۲-۳- پردازش Nudging برای دما و شوری آب

به طور کلی جو از طریق اعمال ترم‌های حرارتی و تنشی‌های برشی بر روی سطح دریا نیرو وارد می‌کند. برای دیدن اثر جو بر دریا، نیاز به جفت کردن مدل‌های جوی و اقیانوسی است. اما در مدل‌های اقیانوسی که تنها منبع نیرو، دریا است این اثر دیده نخواهد شد و. لذا در مدل‌ها اقیانوسی به طور مستقیم ترم‌های شار گرمایی اعمال می‌گردند. از این رو دمای سطحی آب مدل‌سازی شده (T_S) نسبت به دمای سطحی آبی که در محاسبه‌ی شار گرمایی به کار برده شده است (T_S^{clim})، اختلاف دارد [۱۳]. در این تحقیق، به منظور کاهش این اختلاف و نزدیک کردن مقدار دمای سطحی آب مدل-سازی شده به واقعیت، فرایند Tracer Nudging از طریق اعمال SST Nudging انجام شده است. قابل ذکر است که به منظور افزایش دقت نتایج در کل منطقه، روش فوق برای تک تک سلول‌ها و در کل دوره شبیه‌سازی اجرا شده است و این در حالی است که در برخی مطالعات، Tracer Nudging تنها در تعداد محدودی از سلولها و دوره‌ی محدودی اجرا می‌گردد.

بدین منظور با بسط تیلورِ معادله‌ی شار خالص گرما، ترم تصحیحی‌ای از جنس شار گرما تولید شده و این ترم به معادلات حاکم بر مدل ROMS، اضافه شده است و بدین ترتیب اثر برهمکنش هوا-دریا در مدل اقیانوسی لحاظ گشته و خطای دمای پیش‌بینی شده کاهش یافته است [۱۴].

$$Q_{NET}(T_S)=Q_{NET}\left(T_S^{clim}\right)-\left(\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T}\right)_{T_S^{clim}}\left(T_S^{clim}-T_S\right) \quad (۱۱)$$

با توجه به اینکه تابش خورشید مستقل از دمای سطح آب است، لذا $\frac{\partial Q_S}{\partial T}=0$ بوده و از میزان تصحیح آن صرفنظر می‌شود. با در نظر گرفتن سطح دریا به عنوان جسم سیاه خواهیم داشت:

$$\frac{\partial Q_{IR}}{\partial T}=-4\sigma(T_S^{clim})^3 \quad (۱۲)$$

که $\sigma = 5.67\times \text{lo}^{-8}\ \text{W m}^{-2}\ \text{K}^{-4}$ ثابت استفان-بولتزمن است. میزان تصحیح توسط شار گرمای محسوس با عبارت زیر بیان می-شود:

$$Q_H=\rho_a C_P C_H V_{10}(T_a-T_S) \quad (۱۳)$$

$$\left(\frac{\partial Q_H}{\partial T}\right)_{T_S^{clim}}=-\rho_a C_P C_H V_{10} \quad (۱۴)$$

در این روابط C_P گرمای ویژه هوا در فشار ثابت[۹]، C_H معرف ضریب انتقال بالک برای گرمای محسوس[۱۰] و T_a دمای هوا بر حسب درجه سانتی‌گراد است. در نهایت میزان تصحیح توسط شار گرمای نهان با روابط زیر ارائه می‌گردد:

$$Q_E=-\rho_a C_E L V_{10}(q_s-q_a) \quad (۱۵)$$

$$L=2.5008\times 10^6-2.310^3 T_a \quad (۱۶)$$

$$q_s(T)=\frac{0.622}{P_A}e_s(T) \quad (۱۷)$$

$$e_s(T)=10^{\left(9.4051-\frac{2353}{T}\right)} \quad (۱۸)$$

$$\left(\frac{\partial Q_E}{\partial T}\right)=-\rho_a C_E L V_{10}\times 2353\ln 10\,.\,\frac{q_s(T_S^{clim})}{(T_S^{clim})^2} \quad (۱۹)$$

در این روابط C_E=۱/۱۵×۱۰$^{-۳}$، q_s رطوبت ویژه هوای اشباع شده (%) و q_aرطوبت ویژه هوا در تراز بادسنج[۱۱] (%) است. لذا برای ترم تصحیحی که به مدل ROMS اعمال می‌شود، خواهیم داشت:

$$-\left(\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T}\right)_{T_S^{clim}}=4\sigma(T_S^{clim})^3+\rho_a C_P C_H V_{10}+\rho_a C_E L V_{10}.2353\ln 10.\frac{q_s(T_S^{clim})}{(T_S^{clom})^2} \quad (۲۰)$$

قابل ذکر است که تک‌تک ترم‌های فوق از طریق کدنویسی محاسبه شده و به مدل اعمال شده است. محدوده‌ی تغییر این کمیت برای دریای خزر از ۴/۶ $\text{Wm}^2\text{Celsius}^{-1}$- تا ۸۳/۶۷ $\text{Wm}^2\text{Celsius}^{-1}$- محاسبه شده است. به روش مشابه برای کاهش خطای شوری

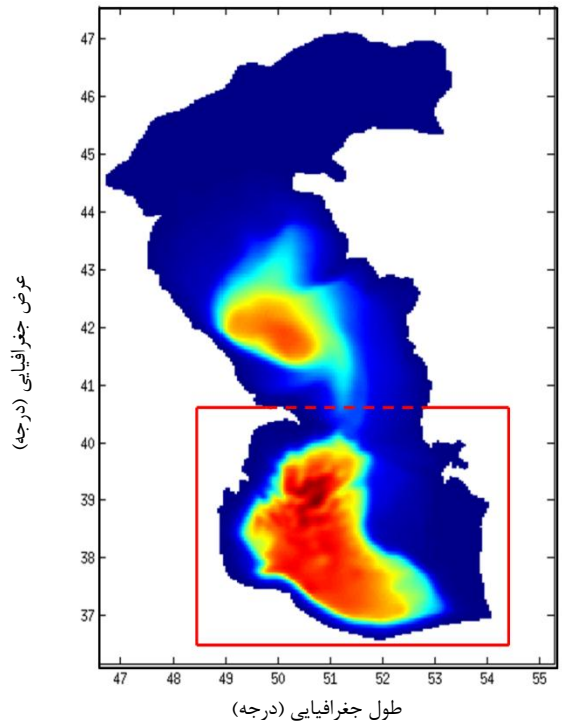
[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

سطحی پیش‌بینی شده توسط مدل، فرایند SSS Nudging انجام شده است. این فرایند با اعمال داده‌های شوری سطحی ماهانه‌ی مدل‌سازی شده با مدل HYCOM که توسط کارا و همکاران در سال ۲۰۱۰ انجام شده است [۴]، صورت گرفته است. داده‌های شوری سطحی مدل HYCOM در شبکه‌ای با ابعاد تقریبی ۳/۲ کیلومتری موجود است که در منطقه‌ی مورد مطالعه درون‌یابی شده و سپس در مدل به‌کار گرفته شده است.

۲-۴- شرایط مرزی

به منظور تأمین شرط مرزی دریایی در شمال منطقه‌ی مورد مطالعه، اقدام به انجام مدل‌سازی در کل دریای خزر شده و نتایج در محل مرز باز شمالی برای استفاده در مدل خزر جنوبی استخراج شده است. به این منظور با توجه به شرایط مدل‌سازی ارایه شده در زیربخش‌های ۲-۱ تا ۲-۳ و ۲-۵ تا ۲-۶، مدل کلیِ دریای خزر با لحاظ نمودن نیروی‌های ذکر شده همچون باد،شار ورودی رودخانه، شار گرما و شوری اجرا شده است و نتایج شبیه‌سازی برای کمیت-های دما، شوری و مولفه‌های سرعت جریان در محل خط چین مشخص شده در شکل ۲ (که موقعیت مرز باز شبکه مطالعاتی در دریا خزر جنوبی را نشان می‌دهد)، در برش قائمی از سطح تا بستر برای کل دوره‌ی مدل‌سازی استخراج شده و به عنوان شرط مرزی به مدل اجرا شده در خزر جنوبی اعمال شده است.



شکل ۲- شبکه کل دریای خزر به همراه محدوده‌ی مورد مطالعه در دریای خزر جنوبی (مربع قرمز رنگ)

برای مرز خشکیِ شرقی، غربی و جنوبی، شرط عدم لغزش به صورت صفر بودن مولفه‌ی عمودی جریان تعیین شده است.

$$\frac{\partial v_n}{\partial x_i} = 0 \quad x_i = x, y \qquad (۲۱)$$

۲-۵- رودخانه‌ها

میزان دبی و دمای آب رودخانه‌های ولگا، اورال و کورا به صورت ماهانه ازطریق مکاتبات شخصی با مرکز داده‌های هیدرولوژی و هواشناسی روسیه تهیه شده است. قابل ذکر است که شوری آب رودخانه‌ها صفر در نظر گرفته شده است. در شکل ۳ میزان تغییرات ماهیانه‌ی ورودی آب هر رودخانه به حوضه نشان داده شده است.

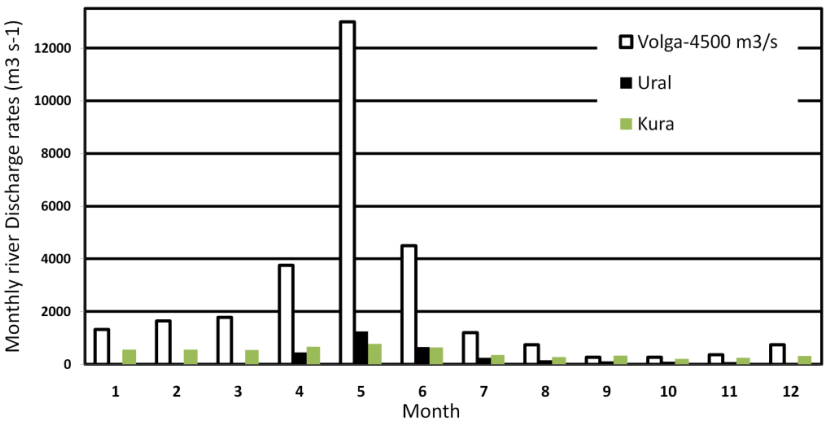
۲-۶- شرایط اولیه و دوره‌ی مدل‌سازی

نزدیک بودن مقادیر شرایط اولیه به واقعیت، سبب زودتر رسیدن مدل به حالت پایدار و دستیابی به نتایج دقیق خواهد شد. لذا در این تحقیق نتایج نهایی دما و شوری پیش‌بینی شده توسط مدل COHERENS که شیعه‌علی و همکاران [۱۵] در دریای خزر انجام داده‌اند، به عنوان شرایط اولیه مورد استفاده قرار گرفته است. آنها به شبیه‌سازی الگوی سه بعدی جریان دریای با به‌کارگیری نیروی باد، شار حرارتی و ورودی رودخانه در سال ۲۰۰۴ پرداختند. مدل استفاده در تحقیق آنها Coherens بوده است که شبیه‌سازی-ها در ۳۰ لایه عمودی و در شبکه‌ی افقی با دقت ۳/۳~ کیلومتری انجام شده است. با توجه به دسترس بودن نتایج مدلسازی فوق که در سال ۲۰۰۴ به حالت مانا رسیده است و نسبت به داده‌های سایر پایگاه‌های مانند NCEP/NCAR از دقت مکانی بالایی برخوردار است، لذا نتایج مدل Coherens به عنوان ورودی مدل ROMS برای ۲۰ لایه عمودی آماده سازی شده و به کار برده شده است. شایان ذکراست که در تحقیق حاضر برای تراز آب و سرعت جریان اولیه مقادیر صفر در نظر گرفته شده است.

در تحقیق حاضر، مدل‌سازی در بازه‌ی سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۰ انجام شده است و نتایج دما و شوری سطحی مدل‌سازی شده در سال ۲۰۰۵ به ترتیب با داده‌های دمای سطحی پایگاه Pathfinder و شوری سطحی اندازه‌گیری شده در پایگاه WOA05 مقایسه شده است. هچنین مقایسه‌ی دمای سطحی برای یک نقطه‌ی اندازه‌گیری در فریدون‌کنار برای سال ۲۰۰۳ انجام شده است.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]



شکل ۳–دبی رودخانه‌های ولگا، اورل و کورا (متر مکعب بر ثانیه)

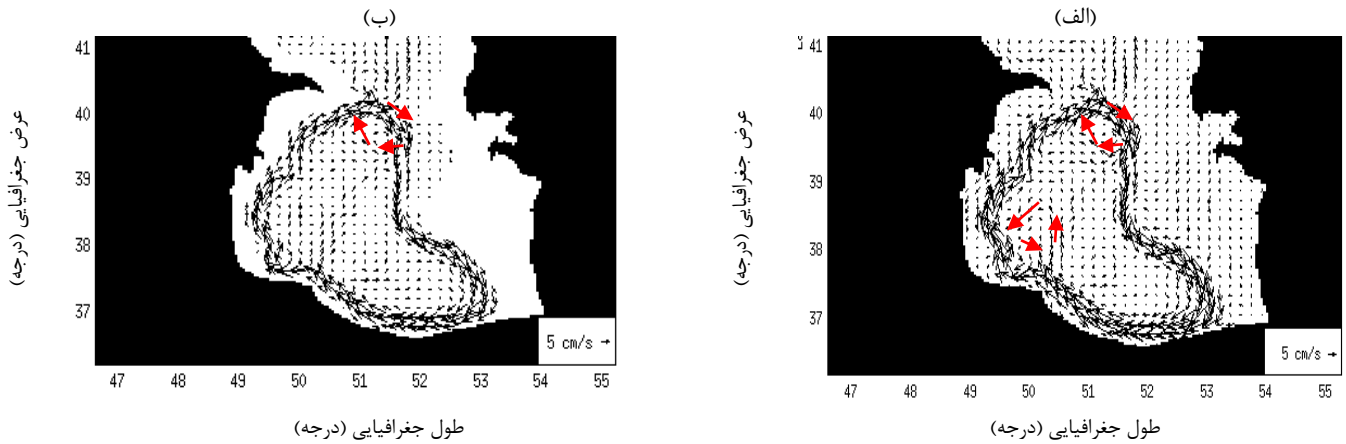
۳- نتایج

۳-۱- الگوی جریان سه بعدی

در شکل ۴ میانگین سالانه‌ی جریان سطحی و زیرسطحی (عمق ۵۰ متری) حوضه‌ی جنوبی دریای خزر نشان داده شده است. قابل ذکر است که با توجه به شباهت نتایج الگوی جریان در لایه‌های زیرسطحی تا لایه بستری، که همراه با کاهش مقدار سرعت جریان است، به منظور وضوح بیشتر بردارهای جریان، در تحقیق حاضر نتایج در لایه زیر سطحی ۵۰ متری ارایه شده است. همچنین نتایج بررسی ماهانه‌ی الگوی جریان در شکل ۵ قابل مشاهده است. با توجه به شکل ۴، چرخشی ساعتگرد و قوی در خزر جنوبی قرار دارد که تقریباً تمام حوضه را پوشش داده است. از نظر مکانی، چرخابه در محلی با گرادیان شدیدِ عمق بستر قرار دارد و در مناطقی با عمق بیشتر از ۳۰۰ متر محصور شده است. با بررسی جریان زیرسطحی چنین بدست آمد که این چرخابه یک ساختار فشارورد[۱۲] است که از سطح تا زیرسطح توسعه یافته است و از پایداری بالایی برخوردار است. چراکه با بررسی فرکانس شناوری[۱۳]، توسط پِترز و همکاران [۱۶] چنین بدست آمد که ساختارهای شکل گرفته در خزر جنوبی نسبت به خزر شمالی و میانی از پایداری بیشتری برخوردار است و با افزایش عمق بر پایداری آن افزوده می‌شود.

همچنین نتایج وجود یک ساختار دوقطبی ساعتگرد/پادساعتگرد در شمال غربی/جنوب غربی خزر جنوبی را نشان داد که با افزایش عمق از قدرت آنها کاسته شده است (بردارهای قرمز در شکل ۴-الف و ۵-الف). در مقایسه‌ی الگوی جریان سطحی (شکل ۴-الف) و زیرسطحی (شکل ۴-ب) مشاهده می‌شود که چرخش ساعتگرد نسبت به پادساعتگرد تا عمق بیشتری نفوذ کرده است.

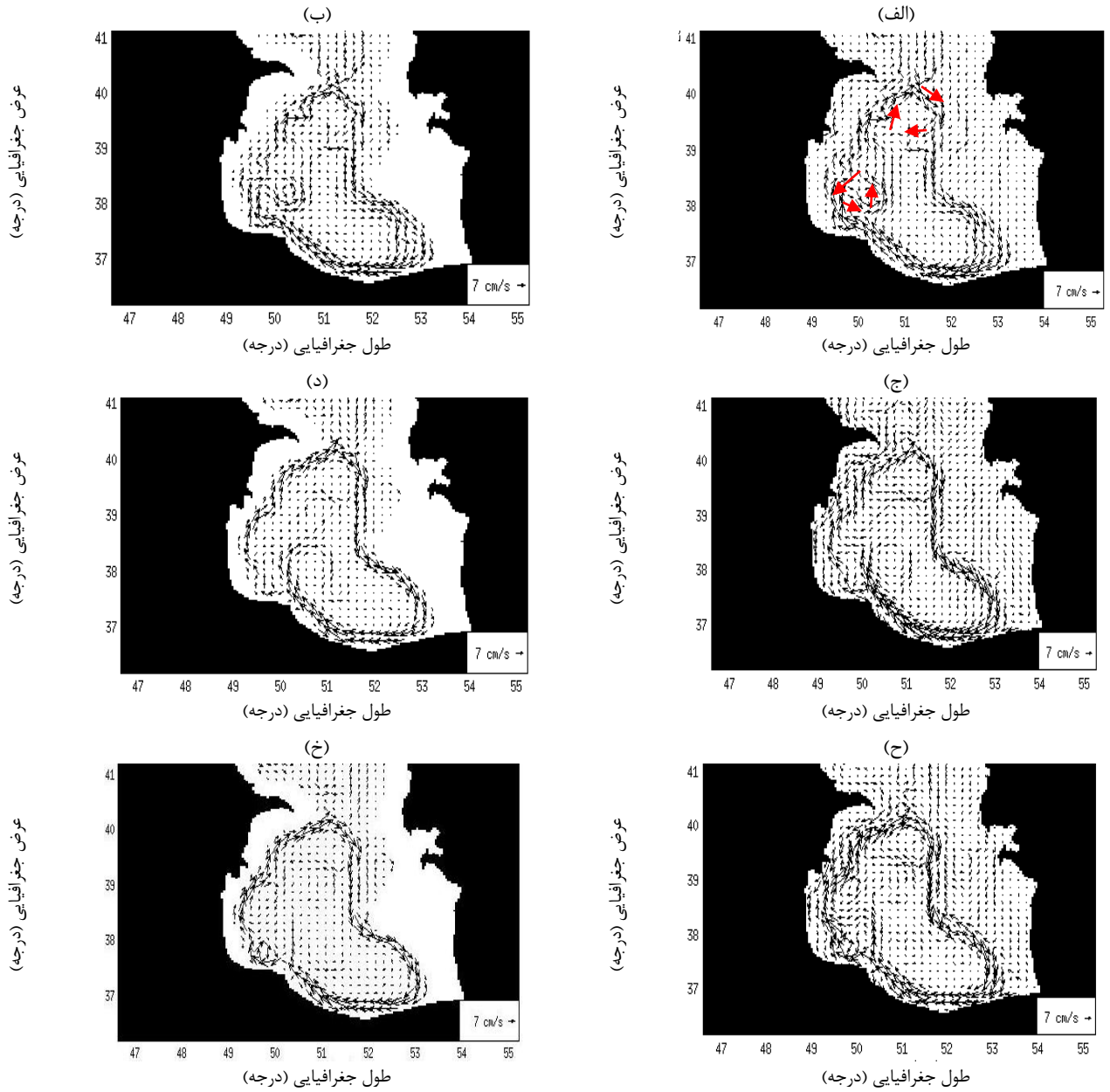
بررسی‌های ماهانه‌ی نتایج نشان داد که چرخابه‌ی ساعتگردِ خزر جنوبی همواره در طول سال وجود دارد (شکل ۵) که با نتایج مطالعه شیعه‌علی و همکاران[۱۵] همخوان به دست آمده است. البته برخی مقالات پیشین همچون کارا و همکاران [۴]، تورونکوگلو و همکاران [۱۷] که با استفاده از مدل HYCOM به بررسی چرخش فصلی دریای خزر پرداخته‌اند، چرخابه‌ای پادساعتگرد که در برخی ماه‌ها در خزر جنوبی وجود داشته است را نشان دادند (و برخی دیگر از مطالعات هیچ ساختار منظمِ بزرگ مقیاس را در خزر جنوبی مشاهده نکردند (مانند [۱۱]). لذا به منظور بررسی بیشتر نتایج تحقیق حاضر، اقدام به بررسی مولفه‌ی قائم تاوایی باد شده است.



شکل ۴- متوسط جریان سالانه الف) سطحی و ب) زیرسطحی (عمق ۵۰ متری) در دریای خزر جنوبی (متر بر ثانیه) برای سال ۲۰۰۵

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]



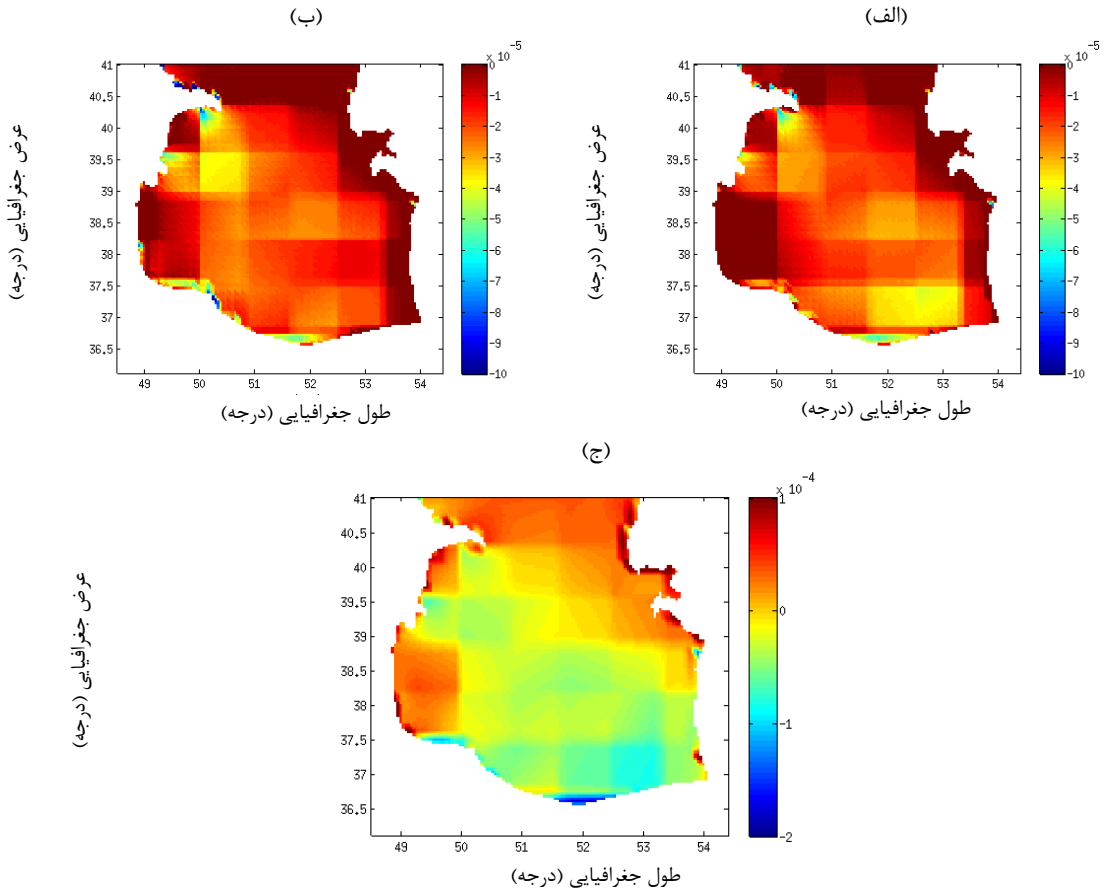
شکل ۵- الگوی الف) جریان سطحی فروردین ماه، ب) جریان زیرسطحی (عمق ۵۰ متر) فروردین ماه؛ ج)جریان سطحی تیر ماه، د) جریان زیرسطحی (عمق ۵۰ متر) تیر ماه؛ ح) جریان سطحی شهریور ماه، خ) جریان زیرسطحی (عمق ۵۰ متر) شهریور ماه (متر بر ثانیه) برای سال ۲۰۰۵

بررسی مولفه‌ی سوم تاوایی باد از این جهت مد نظر قرار گرفته است که بر اساس نتایج مطالعات پیشین، نیروی باد مهمترین عامل در ایجاد و کنترل ساختارهای حاکم در دریای خزر شناخته شده است [۱۷ و ۴] لذا مقدار مثبت یا منفیِ تاوایی باد عامل اصلی تعیین‌کننده جهت چرخش آب خواهد بود. این مولفه‌ی با استفاده از رابطه‌ی (۹) و به‌کارگیری باد پایگاه ECMWF-EAR Interim محاسبه شده است و برخی نتایج در شکل ۶ آورده شده است. همانطور که در شکل دیده می‌شود تاوایی باد مقدار منفی دارد که حاکی از این واقعیت است که چرخشی ساعتگرد در منطقه ایجاد خواهد شد که با نتایج شبیه‌سازی‌های این تحقیق همخوان است.

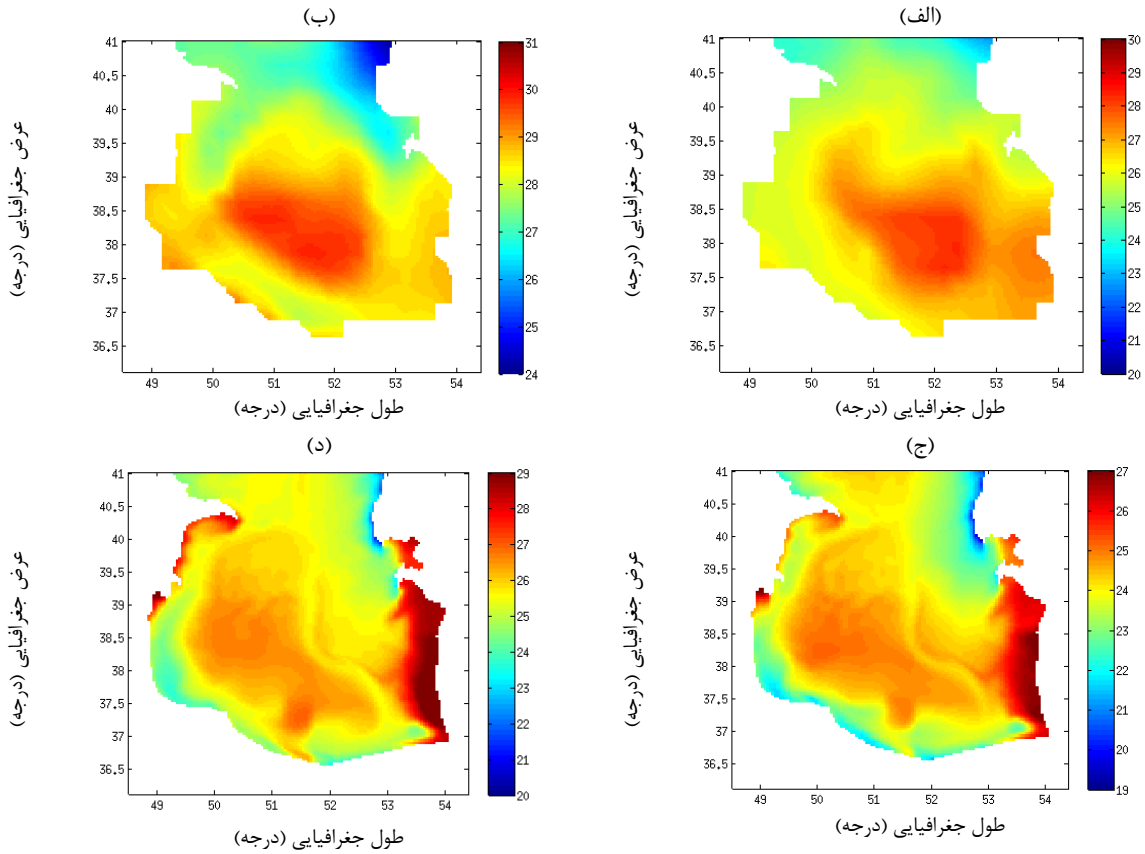
به منظور بررسی جامع‌تر، اقدام به تهیه و پردازش تصاویر ماهواره‌ای دمای سطحی آب از ماهواره‌ی MODIS (به صورت روزانه) شده است که برخی از آن‌ها در شکل ۷ آورده شده است. وجود هسته‌ی آب گرم در مکانی متناظر با مرکز چرخش ساعتگرد مدل‌سازی شده، تأیید کننده‌ی نتیجه‌ی این چرخش ساعتگرد خواهد بود. چراکه انتظار می‌رود در یک چرخش ساعتگرد، آب‌های گرمِ سطحی به سمت داخل چرخش همگرا شده و هسته آب‌گرمی را به وجود بیاورند. این نتایج تاییدکننده‌ی نتایج مطالعه‌ی اخیر صورت گرفته توسط شیعه‌علی و همکاران [۱۵] است که با به‌کارگیری مدل COHERENS ساختارهای فصلی جریان دریای خزر را مورد بررسی قرار داده‌اند، و چرخشی ساعتگرد را در خزر جنوبی مشاهده کردند.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]



شکل ۶– میانگین ماهانه مولفه‌ی قائم تاوایی باد (s^{-1}) در الف) اردیبهشت ماه، ب) تیر ماه و ج) متوسط سالانه در سال ۲۰۰۵



شکل ۷– دمای سطحی آب بر حسب سانتی‌گراد ،تهیه شده از ماهواره‌ی MODIS در الف) ۲۶ اردیبهشت ماه، ب) ۱۲ مرداد ماه و حاصل از مدلسازی در ج) ۲۶ اردیبهشت ماه، ب) ۱۲ مرداد ماه سال ۲۰۰۵

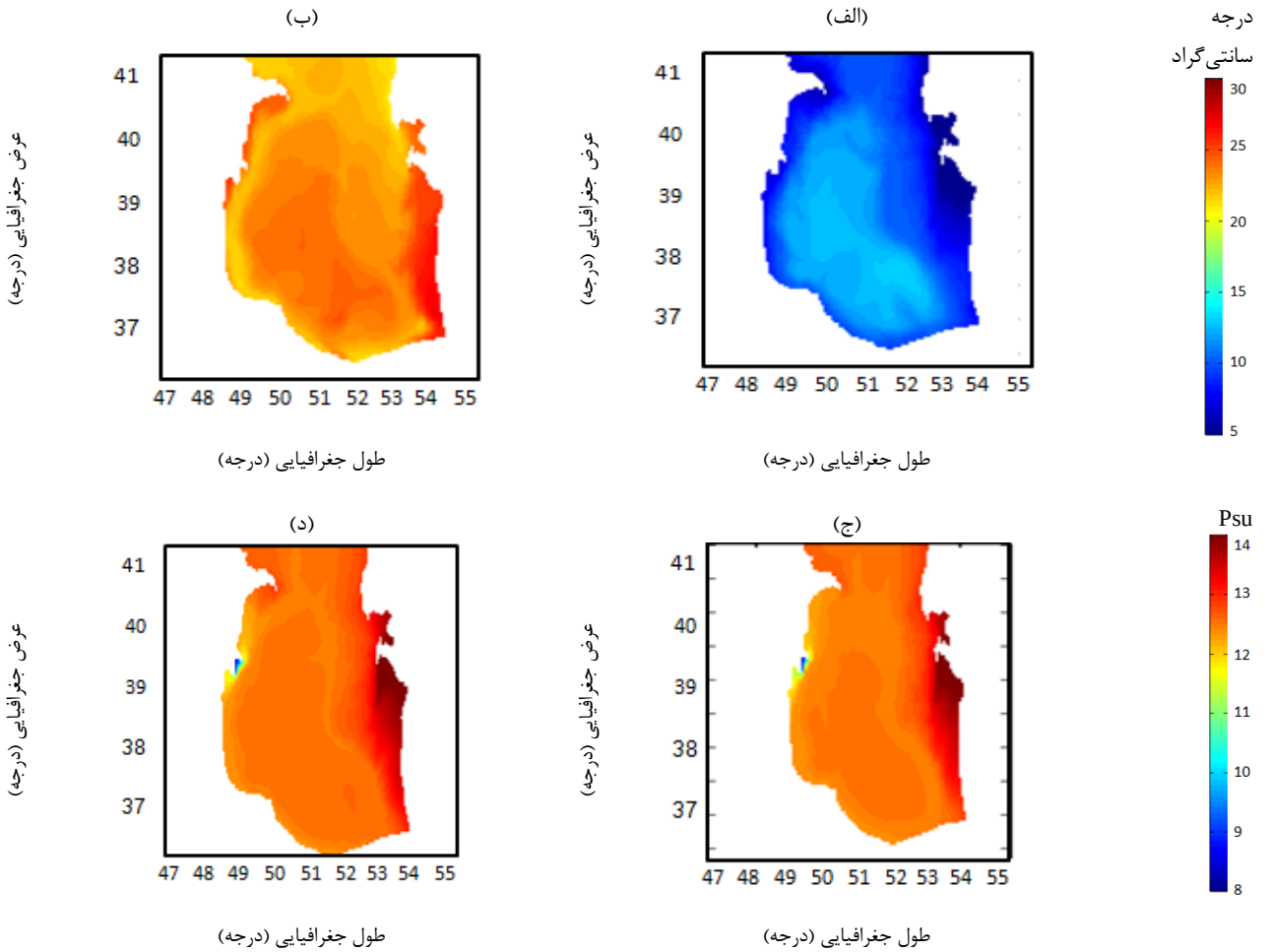
[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

چرخش میان‌مقیاسِ ساعتگرد در پایین شبه‌جزیره آپشرون (۳۹/۵°N) که پیشتر توسط کارا و همکاران [۴]، تورونکوگلو و همکاران نشان داده شده است [۱۷]، در این مطالعه نیز مشاهده شد و مشخص شد که در تمام ماه‌های سال پایدار است. لِدنو در سال ۱۹۴۳ اولین شخصی بود که این سلول را به دست آورد [۳]. سپس تراخچِو و همکاران [۱۸] و توژلکین و همکاران[۱۹] آن را Kura anticyclone نامیدند. گُونداز و اُوزسوی [۵] چنین بیان کردند که عمق‌سنجی پشته‌ی آپشرون در ایجاد و کنترل این چرخش نقش اساسی دارد. علاوه بر این ساختار، یک ساختار میان-مقیاس پادساعتگرد نیز در جنوب غربی دریای خزر جنوبی قرار دارد که از سرعت جریان کمتری برخوردار است. بررسی‌های ماهانه‌ی نتایج (شکل ۵ را ببینید) نشان داد که این ساختار تغیرات ماهانه را تجربه می‌کند و در همه‌ی ماه‌ها به جز خرداد و تیر ماه (شکل ۵-ج و ۵-د) وجود دارد، و در ضمن تا آب‌های زیر سطحی نیز گسترش یافته است. محل شکل‌گیری این ساختار با نتایج مطالعه‌ی کارا و همکاران [۴] مطابقات دارد؛ اگرچه از لحاظ اندازه اندکی کوچکتر به دست آمده است. ترکیب این ساختار پادساعتگرد و ساعتگرد در محل آپشران، یک ساختار دوقطبی تقریباً پایدار را در غربِ خزر جنوبی ایجاد می‌کند.

۳-۲- ساختار دما و شوری سطحی آب

متوسط سالانه‌ی دما در خزر جنوبی ۲۰-۱۶ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. کمینه‌ی دما در اسفند ماه رخ داده است که همزمان با دوره‌ی ذوب یخ‌ها در خزر شمالی و حرکت آب‌های سرد از مرز غربی به خزر میانی و جنوبی است [۱۱]. در مناطق ساحلی خزر جنوبی که از عمق کمتری برخوردارند، ظرفیت گرمایی کمتر آب سبب می‌شود که در زمستان دمایی ۱۰-۶ درجه سانتی‌گراد کمتر از مناطق داخلی دریا داشته باشند. با آغاز گرم شدن آب در بهار این اختلاف کاهش می‌یابد. در مرز شرقی خزر جنوبی که تغییرات شدید عمق‌سنجی را تجربه می‌کند و نسبت به مرز غربی کم‌عمقتر است، یک جبهه‌ی باریکِ آب گرم در تابستان و آب سرد در زمستان وجود دارد (شکل۸-الف و ۸-ب).



شکل ۸-الگوی دمای سطحی آب حاصل از مدل‌سازی در الف) بهمن ماه و ب) شهریور ماه؛ و شوری سطحی آب حاصل از مدل‌سازی در ج) بهمن ماه و د) خرداد ماه در سال ۲۰۰۵

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

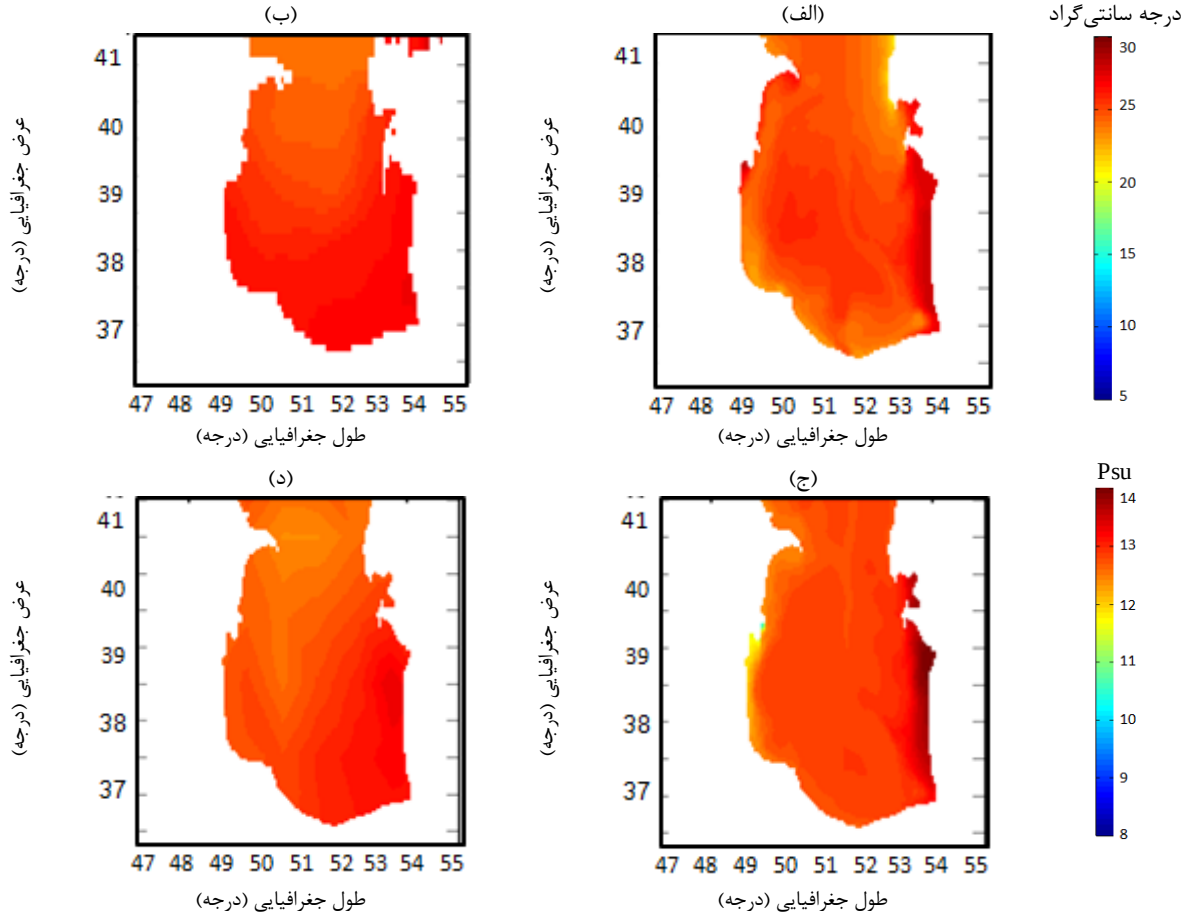
شوری آب در خزر جنوبی با مقدار تقریبی ۱۳/۵ psu بیشتر ازسایر بخش‌های دریای خزر است و تغییرات فصلی کمی دارد (تغییرات در حدود ۱ psu). همواره در طول سال متوسط شوری مرز شرقی بیش از۱ psu از مرز غربی بیشتر به دست آمده است (شکل ۸-ج و ۸-د). لذا یک جبهه آب شور در این منطقه وجود دارد که علت آن، مجاورت این منطقه با بیابان و تبخیر شدید است. ایبرایو و همکاران (۲۰۰۹) نیز در تحقیقات خود وجود چنین جبهه‌ای را نشان دادند [۱۱].

با مقایسه تصاویر موجود در شکل ۸، چنین به دست می‌آید که در مقایسه با دمای سطحی، شوری سطحی آب خزر جنوبی از تغییرات ماهانه کمتری برخوردار است.

۳-۳- ارزیابی نتایج مدل‌سازی

به منظور ارزیابی صحت نتایج مدل، اقدام به بررسی و مقایسه‌ی نتایج کمیت دما و شوری حاصل از شبیه‌سازی با سایر اطلاعات موجود شده است. در این راستا نتایج دما و شوری به ترتیب با دما و شوری موجود در پایگاه Pathfinder (که از ماهواره AVHHR تهیه شده است) و پایگاه WOA05 مورد مقایسه قرار گرفته است. همانطور که شکل ۹ نشان می‌دهد، دارا بودن محدوده‌ی یکسان برای دما (شکل ۹-الف و ۹-ب) و شوری (شکل ۹-ج و ۹-د) گویای صحت شبیه‌سازی فیزیکِ خزر جنوبی توسط مدل ROMS است. شایان ذکر است که دیده نشدن جبهه آب شور در مرز شرقی توسط داده‌های WOA05 (شکل ۹-د) به این علت است که این پایگاه برای چند سلول دریایی که در نزدیکی خط ساحل قرار دارند، اندازه‌گیری انجام نداده است، و داده‌های این سلول‌ها از برون‌یابی مقادیرِ داخل دریا به دست آمده است.

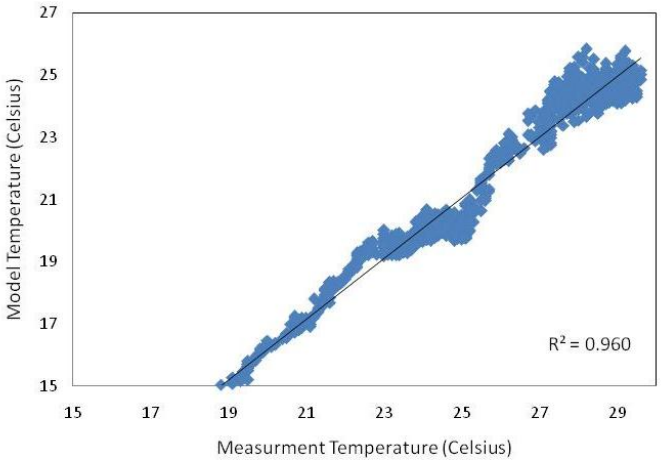
در گام بعدی ارزیابی نتایج، سری زمانی دمای سطحی آب مدل-سازی شده و اندازه‌گیری شده در نقطه‌ی آب عمیق فریدون‌کنار مقایسه شده‌اند. اندازه‌گیری از تابستان ۲۰۰۳ تا بهار ۲۰۰۴ توسط پروهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی با به کارگیری CTD انجام شده است. در شکل ۱۰ پراکنش دمای آب مدل و اندازه‌گیری به‌نحوی است که ضریب همبستگی ۹۶ درصدی را نشان می‌دهد.



شکل ۹- دمای سطحی آب در تیر ماه: الف) حاصل از مدل‌سازی، ب) حاصل از پایگاه Pathfinder و شوری سطحی در مرداد ماه: ج) حاصل از مدل‌سازی، د) حاصل از اندازه‌گیری در پایگاه WOA05 در سال ۲۰۰۵

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]



شکل ۱۰- مقایسه دمای سطحی آب حاصل از اندازه‌گیری در مقابل مقادیر دمای شبیه‌سازی شده در منطقه‌ی‌فریدون‌کنار

همچنین به منظور تخمین آماری میزان دقت نتایج مدل‌سازی، پارامترهای ضریب همبستگی[۱۴]، جذر متوسط مربع خطا[۱۵] و میانگین خطا[۱۶] بین مقادیر دمای اندازه‌گیری و حاصل از مدل‌سازی با روابط زیر محاسبه شده است [۴]:

$$CC = \frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i-\bar{x})^2\sum(y_i-\bar{y})^2}} \quad (۲۱)$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(y_i - x_i)^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad (۲۲)$$

$$ME = \bar{y} - \bar{x} \quad (۲۳)$$

در این روابط $x_i(i = 1,2, \dots,826)$ و $y_i\ (i = 1,2, \dots,826)$ است. با محاسبه‌ی پارامترهای آماری، مقدار میزان همبستگی، جذر متوسط مربع خطا و میانگین خطا برای ۹۸ درصد، ۳/۸ و ۳/۹۴ درجه سانتی‌گراد بدست آمده است. همبستگی بالا بین نتایج دمای مدل‌سازی و اندازه‌گیری شده گویای دقت نتایج مدلسازی است. انحراف حدود چهار درجه‌ای بین مقادیر ذکر شده می‌تواند از برون-یابی داده‌های ECMWF حاصل شده باشد. چراکه پوشش خشکی-آب[۱۷] داده‌های پایگاه ذکر شده و شبکه محاسباتی بکار برده شده در این تحقیق بر هم منطبق نبوده است. لذا به منظور تأمین داده‌های ورودی برای سلول‌های نزدیک خشکی اقدام به برون‌یابی داده‌های داخل دریا (با دمای کمتر) به سلول‌های مجاور خشکی شده است. این امر به نوبه‌ی خود توانسته سبب دست پایین شدن نتایج دمای شبیه‌سازی شده برای سلول‌های نزدیک خشکی (در فریدون‌کنار) گردد.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق به بررسی الگوی جریان سه بعدی و تحلیل توزیع دما و شوری سطحی دریای خزر جنوبی پرداخته شده است. در این راستا تلاش شده است تا با به‌کارگیری مدل اقیانوس ROMS و استفاده از شبکه‌ی محاسباتی و ورودی‌های ریزمقیاسِ زمانی و مکانی، به نتایجی دقیق دست یافت. همچنین در این مطالعه تمام نیروهای مولد جریان (باد، شار گرمایی، شار آب شیرین و رودخانه) در نظر گرفته شده است.

نتایج نشان داد که تغییرات عمق‌سنجی بستر نقش بسزایی در ایجاد و کنترل ساختارهای جریان دریای خزر جنوبی دارد. الگوی غالب در دریای خزر جنوبی، جریانی ساعتگرد و بزرگ‌مقیاس است که در مکانی با شیب تند عمق بستر قرار دارد. این ساختار به عنوان یک ساختار فشارورد از سطح تا زیرسطح توسعه یافته است. همچنین وجود یک چرخش دوقطبی ساعتگرد/پادساعتگرد در شمال غربی/جنوب غربی خزر جنوبی به دست آمده است که چرخابه ساعتگرد در محل پشته‌ی آپشرون شکل گرفته است. با بررسی الگوی دما و شوری سطحی مشخص شد که یک جبهه آب شور و گرم (در فصل گرم سال) و آب سرد (در فصل سرد سال) در مرز شرقی دریای خزر جنوبی قرار دارد، که کم‌عمقی به همراه شیب تندِ بستر در شکل‌گیری این جبهه نقش بسزایی دارد. با توجه به اینکه تغییرات دمای سطحی آبِ خزر جنوبی بیشتر از شوری سطحی به دست آمده است، لذا تغییرات شناوری گرمایی[۱۸] که متناسب با تغییرات دمای سطحی است بیشتر از تغییرات شناوری شوری[۱۹] بوده که متناسب با تغییرات بارندگی-تبخیر است. از این رو شناوری خالص، که مجموع شناوری خالصِ گرمایی و آبِ شیرین است، به گرما (یا دمای سطحی) بیشتر از بارندگی-تبخیر (یا شوری سطحی) بستگی دارد. قابل ذکر است که کارا و همکاران نیز در تحقیق خود در دریای خزر به نتیجه مشابه دست یافتند [۴].

۵- تشکر و قدردانی

مولفین بر خود لازم می‌دانند که از سرکار خانم دکتر شیعه‌علی که ما را در نگارش این مقاله راهنمائی نمودند کمال تشکر و قدردانی را بنمایند. همچنین مولفین از پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]

وجوی که برخی اطلاعات اندازه‌گیری مورد نیاز را در اختیار آنها قرار دادند، کمال تشکر را دارند.

کلید واژگان

1-Apsheron peninsula
2-Diagnostic model
3-Navier-Stokes equations
4-Hydrostatic assumption
5-Boussinesq assumption
6-Forecast
7-Reanalysis
8-Vorticity
9-Air specific heat at constant pressure
10-Bulk transfer coefficient for sensible heat
11-Anemometer level
12-Barotropic Structure
13-Brunt–Väisäläfrequency
14-Correlation Coefficient (CC)
15-Root-Mean Square Error (RMS)
16-Mean Error (ME)
17-Land-sea masking
18-Thermal buoyancy
19-Haline buoyancy

۶- منابع

1-Kosarve, A. N., Yabloskaya, E.A., (1994), *The Caspian Sea*, SPB Academic Publishing, the Hague, Netherlands. 259 p.

2-Tsytsarev, A. N., (1967), *(Ed.): Peculiarities of drift currents near Kura river mouth*. Proceeding of 5th Baku Hydrometeobservatory. 261.

3-Lednev, V.A., (1943), (Ed.): *Currents of the Northern and Central parts of the Caspian Sea*, Moscow, p. 262-267.

4-Kara, A.B., Wallcraft, A.J., Metzer E.J., Gunduz, M., (2010), *Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea*, Continental Shelf Research, Vol. 30, p. 1211-1225.

5- Gunduz, M., Ozsoy, E., (2014), *Modelling Seasonal Circulation and Thermohaline Structure of the Caspian Sea*, Ocean Science Discussions, Vol. 11, p. 259-292.

6-Akhverdiv, I. O., Demin, Y. L., (1989), *structure sinopticheskih techeniy Kaspiiskogo moray v letniy sezon po rezultatam diagnosticheskih raschetov. Struktura I dinamika vod*, Nauka, Moscow, edited by: Kosarev, A. Kaspiiskoe, N. et al., USSR, p. 5-15.

7-Haidvogel, D. B., Arango, H.G., Budgell, W.P., Cornuelle, B.D., Curchitser, E., Di Lorenao, E., Fennel, K., Geyer, W.R., Hermann, A.J., lanerolle., L., Levin, J., McWilliams, J.C., Miller, A.J., Moore, A.M., Powell, T.M., Shchepetkin, A.F., Sherwood, C.R., Singell, R.P., Warner, J.C., Wilkin, J., (2008), *Regional Ocean Forecasting in terrain-following Coordinates: Model Formulation and Skill Assessent*, Journal of Computational Physics, Vol. 277, p. 3595-3624

8-Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C., (2005), *The Regional Ocean Modeling following coordinates ocean model*, Ocean Modell, Vol. 9, p. 347-404.

9-Warner, J.C., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Harris, C.K., Arango, H.G., (2008), *Development of a three-dimentional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model*, Computer & geosciences, Vol. 34, p. 1284-1306.

10-Baidin, S.S., Kosarve, A.N., (1986), *(Eds): The Caspian Sea*, Hydrology and Hydrochemistry, Nauka, p. 261-272.

11-Ibrayev, R., Ozsoy, E., Schrum, C., Sur, H.I., (2009), *Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation sea level and air-sea interaction*, Ocean ScienceDiscussions, Vol. 6, p. 1913-1970.

12-Wu, J., (1982), *Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane*, Journal of Geophysical Research, Vol. 87, p. 9704-9706.

13-Rosati, A., Miyakoda, K., (1988*), A general circulation model for upper ocean simulation*, Journal of Physics Oceanogr, Vol. 18, p. 1601-1026.

14-Barnier, B., Siefridt, L., Marchesiello, P., (1995), *Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatologyof ECMWF analyses*, Journal of Marine Systems, Vol. 6, p. 363-380.

15-Shiea, M., Chegini, V., Bidokhti, A. A., Khoshkholgh, A., Ahmadi-Givi, F., (2015), *Impact of wind and thermal forcing on the seasonal variation of three-dimensional circulation in the Caspian Sea*, Indian Journal of Geo-Marine Sciences. (in press).

16-Peeters, F., Kipfer, R., Achermann, D., Hofer, M., Aeschbach-Hertig, W., Beyerle, U., Imboden,D., Rozanski, K., Frohlich, K., (2000), *Analysis of deep-water exchange in the Caspian Sea based on environmental tracers*, Deep-Sea research, Vol. 47, p. 621-654.

17-Turuncoglu, U.U., Giuliani, G., Elguindi, G., Giorgi, F., (2012), *Modeling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM-ROMS): model design and preliminary results*, Geoscience model development Discussions, Vol. 5, p. 3907-3955.

19-Trukhchev, D., Kosarve, A., Ivanova, D., Tuzhilkin, V., (1995), *Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea*, Comptes rendus de I'Academie Bulgare des Sciences, Sofia, p. 35-38.

19-Tuzhilkin, V. S., Kosarve, A.N., Trukhchev, D. I., Ivanova, D. P., (1997), *Sezonnye osobennosti obchey cirkulyacii vod glubokovodnoy chaste Kaspiiskogo morey*, Meteorologiya I Gidrologiy, p. 91-99.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1395.12.23.6.1]