

## تغییرات فصلی میدان باد و گردش آب سطحی دریای خزر

داریوش منصوری<sup>۱\*</sup>، مسعود صدری نسب<sup>۲</sup>، محمد اکبری نسب<sup>۳</sup>

۱. دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر
۲. دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران
۳. دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه مازندران

شناسه دیجیتال (DOI): [10.22113/jmst.2017.47005](https://doi.org/10.22113/jmst.2017.47005)

### چکیده

در این تحقیق تغییرات فصلی گردش آب دریای خزر با استفاده از مدل POM بررسی شد. مدل POM، مدلی اقیانوسی با مختصات عمودی سیگما، شبکه‌ی افقی منحنی‌وار راست گوشه است. در این مدل از داده‌های میدان دما و شوری WOA و از داده‌های باد، بارش، تبخیر، یخ، تابش امواج کوتاه و بلند، اخذ شده از بانک داده‌های روزانه ECMWF، با دقت ۷/۵ دقیقه و با گام زمانی ۶ ساعته و برای ژرفاسنجی از داده‌های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه و ورودی روان آب رودخانه‌ها به دریای خزر، رودخانه‌های ولگا (در این تحقیق: ۵ شاخه)، کورا و اورال استفاده شده است. ابتدا مدل برای مدت ده سال (۱۹۹۷-۱۹۸۸) اجرا شد و پس از بررسی پایداری، با داده‌های اندازه‌گیری موجود (۱۹۹۶) مقایسه گردید که تطابق خوبی بین الگوی تغییرات دما و نیز شوری مشاهده می‌شود. در ادامه، مدل برای ده سال اخیر (۲۰۱۴-۲۰۰۵) در دو حالت (با و بدون در نظر گرفتن شارش‌های جوی، داده‌های باد و رودخانه-ها) اجرا گردید نتایج نشان دادند که تغییرات جریان آب در کلیه فصول سال، بیانگر اثر غالب میدان باد در مناطق کم عمق است که خروجی‌ها، با جهت وزش باد تطابق دارد (با اثر زمین‌گردی) اما در بخش سطحی مناطق عمیق، وزش باد اثر کمتری بر روی جریان‌ها دارد. با توجه به گردش‌های فصلی، واداشت باد در حوضه شمالی و مناطق کم-عمق و واداشت‌های گرما - شوری در دیگر مناطق دریای خزر در شکل‌گیری جریان‌ها در آن حوضه موثرتر می‌باشند.

**واژگان کلیدی:** میدان باد، گردش آب، مدل POM، دریای خزر

\* نویسنده مسئول، پست الکترونیک: mansoury@modares.ac.ir

## ۱. مقدمه

دریای خزر<sup>۱</sup> بزرگترین حوضه دریایی بسته جهان است، که داخل قاره اوراسیا قرار گرفته است و یک گودال وسیع در پوسته زمین را اشغال کرده است (Gunduz and Ozsoy, 2014). تراز مشهور میانگین، ۲۶/۵ متر پایین تر از میانگین تراز دریاها است. مساحت دریا بیش از ۳۹۰۰۰۰ کیلومتر مربع و حجم آب به ۷۸۰۰۰ کیلومتر مکعب در عمق متوسط ۲۰۸ متری می رسد؛ بیشترین عمق دریا ۱۰۲۵ متر است (Kosarev, 2005). طول آن بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر از شمال به جنوب و عرض آن ۴۰۰-۲۰۰ کیلومتر است. با توجه به شرایط فیزیکی و جغرافیایی و همچنین توپوگرافی بستر، دریای خزر را می توان به سه بخش داخلی تقسیم کرد (Baidin, and Kosarev, 1986). خزر شمالی (NCB<sup>۲</sup>)، خزر میانی (MCB<sup>۳</sup>) و خزر جنوبی (SCB<sup>۴</sup>). خزر شمالی دارای مساحت ۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع است. حجم آبی در حدود ۳۹۷ کیلومتر مکعب برابر ۱٪ از حجم کل آب خزر را در خود جای داده است. بیشترین عمق در این قسمت از حوضه ۲۰ متر بوده و میانگین عمق آن ۵ الی ۶ متر می باشد (Krylov, 1987). خزر میانی نسبت به خزر شمالی دارای عمق بیشتری است. بیشترین عمق آن ۷۸۸ متر و عمق متوسط آن ۱۹۲ متر برآورد شده است و دارای مساحتی در حدود ۱۳۸۰۰۰ کیلومتر مربع می باشد که ۳۴/۴٪ درصد از کل مساحت دریا است حجم آب در این بخش ۲۶۴۳۹ کیلومتر مکعب است که حدود ۳۳/۹٪ از حجم کل آب دریا در این بخش قرار دارد. عمیق ترین نقطه دریای خزر در حوضه جنوبی است. بیشترین عمق در این قسمت ۱۰۲۵ متر و متوسط آن ۳۲۵ متر می باشد (Kosarev, 2005). به طور کلی کار مایه موجود در آبها که باعث ایجاد گردش آب دریاها می شود حاصل نیروهای ناشی از جزرومدی،

باد، اختلاف چگالی و روان آب رودخانه ها می باشد. جزرومد در طول چند ساعت، جریانات بادرانده در طول چند روز و جریانات ناشی از اختلاف چگالی و روان آب رودخانه ها در چند هفته یا فصل اثرگذاری می کنند. با توجه به محصور بودن دریای خزر نیروی جزر و مدی در آن بسیار کم و در محدوده چند سانتی متری می باشد (Lavrova et al, 2011). بنابراین تأثیر قابل توجهی در گردش این دریا ندارد و تغییرات گردش دریای خزر تحت تأثیر عوامل دیگر و به ویژه باد می باشد. جریان های ناشی از باد در لایه سطحی و جریان های گرما - شوری<sup>۵</sup> در ستون قائم آب، گردش ایجاد می کنند. شبکه رودخانه ای در اطراف دریای خزر بسیار نامنظم است. تمام رودخانه های اصلی در خزر شمالی یا سواحل غربی دریا وجود دارند (شکل ۱). رواناب متوسط سالانه این رودخانه ها (ولگا، اورال، ترک و کورا) به حدود ۹۰٪ کل رواناب همه رودخانه های داخلی دریا می رسد. باقی رواناب مربوط به رودخانه های ایرانی و بخش ساحل غربی دریای خزر می باشد. موقعیت جغرافیایی عرض میانی، تغییرات فصلی شدیدی را در شارهای حرارتی و آب شیرین در تمام سطح دریای خزر ایجاد می کند. در ژانویه، به طور متوسط، دریای خزر حدود ۴۰۰ مگا ژول بر مترمکعب، گرما از دست می دهد که برابر با مقدار گرمای جذب شده از جو در ماه ژوئن می باشد (Terziev, et al, 1992). مشاهدات و اندازه گیری های مفید موجود از جریان های دریای خزر اکثراً در فلات قاره آن متمرکز شده است (Terziev, et al, 1992; Baidin, and Kosarev, 1986). در خزر میانی، در طول سال، یک سامانه دو قطبی شامل یک گردش پادساعتگرد در قسمت شمال غربی آن و یک گردش ساعتگرد در قسمت جنوب شرقی آن وجود دارد. یک سامانه دو قطبی مشابه نیز در خزر جنوبی وجود دارد؛ که ساعتگرد در شمال غربی حوضه واقع شده است، در حالی که پادساعتگرد در بخش جنوب شرقی آن وجود دارد. به ویژه، در دوره زمستان

<sup>۱</sup> Caspian Sea

<sup>۲</sup> North Caspian Basin

<sup>۳</sup> Middle Caspian Basin

<sup>۴</sup> South Caspian Basin

<sup>۵</sup> Thermohaline

گردش پادساعتگرد در خزر میانی و گردش ساعتگرد در خزر جنوبی بسیار شدید هستند، در حالی که در دوره تابستان، برعکس، ساعتگرد در خزر میانی و پادساعتگرد در خزر جنوبی بیشترین شدت را دارند (Gunduz and Ozsoy, 2014; Tuzhilkin et al., 2005; Tuzhilkin and Kosarev, 1997). میدان متوسط سالانه گردش عمومی آب با استفاده از میانگین گیری میدان های فصلی آن، توسط Trukhchev و همکاران، ۱۹۹۵؛ Tuzhilkin و همکاران، ۱۹۹۷ ارائه شده است که مطابق با واقعیات شناخته شده با مشاهدات می باشد. Badalov و Rzhaplinski (۱۹۸۹) با استفاده از یک مدل سه بعدی به بررسی چرخش آب در لایه‌ی متلاطم سطحی دریای خزر پرداختند. نتایج بررسی آنها نشان داد که جریان‌های سطحی از فرایندهای جوی تأثیر می‌گیرند. Knyshe و همکاران (۲۰۰۸) در تحقیق خود با استفاده از مدل عددی، به تجزیه و تحلیل تغییرات فصلی جریان، در دریای خزر پرداختند. نتایج به دست آمده نشان داد که گردش اقلیمی آب‌های دریای خزر، تغییرات فصلی زیادی را تجربه می‌نماید همچنین آنها نشان دادند که در نواحی سطحی آب عمیق، جریان‌ها توسط تعادل باد و عوامل چگال‌گرای<sup>۱</sup> ایجاد می‌شوند که البته نیروی باد غالب‌تر است (Knyshe et al., 2008). قسمت میانی خزر یک گردش آب پادساعتگرد بزرگ مقیاس را در برمی‌گیرد (Knyshe et al., 2008). تحت شرایط واقعی در لایه سطحی دریا، جریان‌ها در نواحی کم عمق خزر شمالی نقش نسبتاً مهمی را بازی می‌کند. بنابراین جریان‌ها دریایی در این بخش از دریای خزر، کمترین پایداری جهت و سرعت را دارا می‌باشند. تحت شرایط طوفانی در خزر شمالی، می‌توان سرعت های جریان نزدیک به ۱ متر بر ثانیه را انتظار داشت (Terziev et al., 1992). جریان های نشان داده شده در NCB، نشان می‌دهند که تقریباً گردش آب دریا تحت کنترل بادهای محلی قرار دارد (Terziev et al., 1992)؛ Kosarev and

Yablonskaya, 1994). در تحقیقی دیگر، Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) از یک مدل سه بعدی (MESH<sup>۲</sup>) استفاده کردند و به بررسی گردش فصلی دریای خزر پرداختند. از نتایج این تحقیق، وجود چرخش پادساعتگرد در خزر میانی در ماه‌های دسامبر و ژانویه است که در ماه می از بین می‌رود. الگوی جریان سطحی و زیرسطحی با یکدیگر هماهنگ به دست آمده است که تنها سرعت جریان از سطح تا زیرسطح کاهش را تجربه می‌کند. Kara و همکاران نیز در سال ۲۰۱۰ با استفاده از مدل HYCOM<sup>۳</sup> به بررسی تأثیر نیروهای مختلف بر گردش آب دریای خزر پرداخته‌اند. نتایج نشان داد که در طول زمستان به خصوص ژانویه، گردش آب خزر میانی با حرکت رو به شمال در مرز شرقی و حرکت رو به جنوب در مرز غربی تعیین می‌گردد که معرف یک گردش پادساعتگرد است. از جمله چرخش ماهانه و ساعتگرد در محل فرورفتگی دربنت<sup>۴</sup> که در ماه آگوست شروع به شکل‌گیری می‌نماید و تا پایان دسامبر باقی می‌ماند. همچنین در این تحقیق یک چرخش پادساعتگرد در جنوب غربی خزر جنوبی مشخص شده است که در تمام ماه‌های سال (به جز ژوئن و جولای) دوام داشته است. Gunduz و Ozsoy (۲۰۱۴) با به کارگیری مدل HYCOM و شبکه‌ای ریزمقیاس 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 شرقی لایه‌ی زیرسطحی (۳۰-۰ متر) خزرمیانی بوده است که گردش پادساعتگرد فصلی را ایجاد کرده است. بررسی گردش آب دریاها از نظر نوبری و کشتیرانی، مطالعات زیست محیطی و انتقال آلودگی های نفتی و غیر نفتی، میزان رسوب گذاری بنادر و اسکله ها و تعادل گرمایی زمین بسیار مهم می باشد. در دریای خزر نیز با توجه به انتقال آلودگی نفتی از سواحل شمالی و غربی و

<sup>۱</sup> Model for Enclosed Sea Hydrodynamics

<sup>۲</sup> Hybrid Coordinate Ocean Model

<sup>۴</sup> Derbent

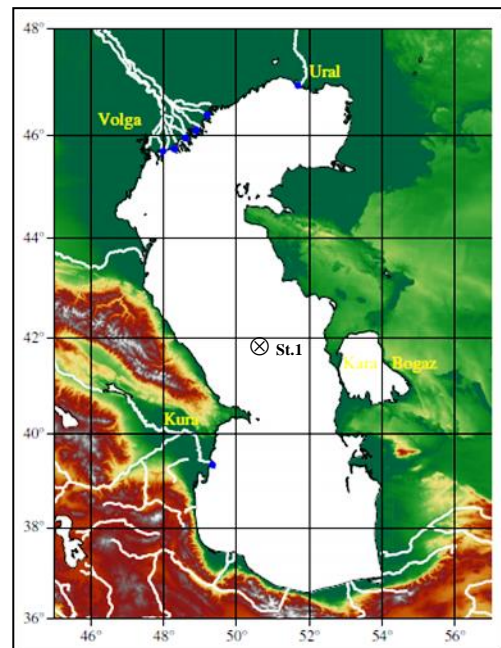
<sup>۱</sup> Baroclinic factors

منطبق بر توپوگرافی (دستگاه مختصات سیگما) در جهت قائم استفاده می شود. همچنین برای محاسبه ضرایب انتشار قائم از مدل بستار تلاطم مرتبه دوم استفاده می شود (مدل ملور- یامادا). فن عددی حل پخش زمانی معادلات مد خارجی بصورت صریح و معادلات مد درونی بصورت ضمنی حل می شوند. این امر محدودیت گام زمانی برای جهت قائم را از میان بر می دارد و امکان استفاده از تفکیک عمودی ریز در لایه های مرز سطح و بستر را میسر می سازد. mpiPOM<sup>۳</sup> نسخه ای جدیدی از POM است که برای مدل سازی در این تحقیق استفاده شد. mpiPOM توسط مرکز پیش بینی پیشرفته ایقانونوسی تایوان<sup>۴</sup> (ATOP) تهیه و ارائه شده است که برای نیازها و منابع موجود در سامانه ای ATOP بهینه شده است (Oey, et al, 2012). البته در این تحقیق، تغییرات بسیاری در برنامه کد مدل ایجاد شد تا بتوان آن را با کمپایلر رایگان و آزاد gfortran که تقریباً در تمامی توزیع های لینوکسی وجود دارد، کمپایل نمود. مجموعه کمپایل و اجرای مدل که از یک اسکریپت اجرایی ساده استفاده می نمود، کاملاً بر پایه ای ابزار make بازنویسی شد. معادلات پایه اندازه حرکت با اعمال تغییر متغیر زیر از دستگاه مختصات کارتزین به دستگاه مختصات سیگما تبدیل می شوند (۱, a,b,c,d):

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t \quad (1, a, b, c, d)$$

که در آن  $x, y, z$  مؤلفه های مختصات کارتزین،  $D = H + \eta$  که  $H(x, y)$  معرف ژرفای بستر و  $\eta$  نوسان سطح آب می باشند. محدوده سیگما از  $\sigma = 0$  در سطح تا  $\sigma = -1$  در بستر تغییر می کند. به منظور ساده نویسی با صرف نظر از علامت ستاره روی

تأثیر آن بر بوم نظام<sup>۱</sup> و همچنین محصور بودن دریا، بررسی گردش آب های آن ضروری به نظر می رسد. در این تحقیق گردش آب دریای خزر توسط مدل اقیانوسی POM برای اولین بار مورد بررسی قرار گرفت که با توجه به هدف این تحقیق، در دو حالت (با و بدون در نظر گرفتن شارش های جوئی، داده های باد و رودخانه ها) اجرا گردید.



شکل ۱. رودخانه های اصلی دریای خزر (Kara et al., 2010)

## ۲. مواد و روش ها

اولین نسخه مدل POM اولین بار در سال ۱۹۷۷ توسط بلمبرگ و ملور ارائه شد. از آن زمان، توسعه و کاربرد این مدل تحت حمایت مراکز تحقیقاتی مختلف از جمله آزمایشگاه دینامیک شاره های ژئوفیزیکی<sup>۲</sup> (GFDL)، دانشگاه پرینستون بوده است. این مدل یک مدل متن باز می باشد و کماکان توسط محققان مختلف در حال تغییر و بهبود در محاسبات، قابلیت ها و سرعت اجرا می باشد. در مدل POM از شبکه بندی متعامد منحنی الخط در سطح افق و دستگاه مختصات

<sup>۳</sup> message passing interface Princeton Ocean Model

<sup>۴</sup> A data-assimilated Taiwan Ocean Prediction

<sup>۱</sup> Ecosystem

<sup>۲</sup> General Bathymetric Chart of the Oceans

متغیرها، معادلات حاکم در مختصات سیگما عبارتند از:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \quad (3)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \quad (4)$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (6)$$

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_{11}} + F_q \quad (7)$$

$$\frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + E_1 l \left( \frac{K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \sigma} \right) \tilde{W} - \frac{Dq^3}{B_1} + F_l \quad (8)$$

$$W = \omega + U \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (9)$$

این معادلات به ترتیب، معادله پیوستگی، معادلات تکانه، معادلات پایستگی دما و شوری، معادله کار مایه جنبشی تلاطم می باشند که در آن ها،  $\tilde{W}$  تابع مجانب دیوار<sup>۱</sup>،  $\rho' = \rho_{\text{Mean}} - \rho$  و همچنین  $c_s \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \sigma} \equiv \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - c_s^{-2} \partial p / \partial \sigma$  می باشد که در آن  $F_x$  و  $F_y$  جملات ناروانی؛  $F_\theta$  جملات پخش افقی هستند که معرف کمیت های  $q^2, S, T$  و  $q^2 l$  می باشد.  $A_M$  ضریب پخش افقی و  $K_M$  و  $K_H$  ضرائب پخش پیچه ای قائم می باشند (Mellor, 2002). شرایط مرزی عمودی سطح و بستر در معادله پیوستگی عبارت است از:

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (10)$$

مدل کردن یک پدیده ی واقعی فرایندی بسیار پیچیده و زمان بر و نیاز به داده های دقیقی است. جزر و مد در دریای خزر ناچیز است. برای داده های ژرفایی؛ GEBCO<sup>۲</sup> در مجموعه داده های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه، فقط برای محدوده ی دریای خزر به استثنای خلیج قره بوغاز (داده های شبکه بندی شده در اکتبر ۲۰۱۰ با تراز میانگین -۲۶ m)، داده ها را ارائه نموده است. برای داده های دما و شوری از داده های

این معادلات به ترتیب، معادله پیوستگی، معادلات تکانه، معادلات پایستگی دما و شوری، معادله کار مایه جنبشی تلاطم می باشند که در آن ها،  $\tilde{W}$  تابع مجانب دیوار<sup>۱</sup>،  $\rho' = \rho_{\text{Mean}} - \rho$  و همچنین  $c_s \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \sigma} \equiv \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - c_s^{-2} \partial p / \partial \sigma$  می باشد که در آن  $F_x$  و  $F_y$  جملات ناروانی؛  $F_\theta$  جملات پخش افقی هستند که معرف کمیت های  $q^2, S, T$  و  $q^2 l$  می باشد.  $A_M$  ضریب پخش افقی و  $K_M$  و  $K_H$  ضرائب پخش پیچه ای قائم می باشند (Mellor, 2002). شرایط مرزی عمودی سطح و بستر در معادله پیوستگی عبارت است از:

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (10)$$

مدل کردن یک پدیده ی واقعی فرایندی بسیار پیچیده و زمان بر و نیاز به داده های دقیقی است. جزر و مد در دریای خزر ناچیز است. برای داده های ژرفایی؛ GEBCO<sup>۲</sup> در مجموعه داده های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه، فقط برای محدوده ی دریای خزر به استثنای خلیج قره بوغاز (داده های شبکه بندی شده در اکتبر ۲۰۱۰ با تراز میانگین -۲۶ m)، داده ها را ارائه نموده است. برای داده های دما و شوری از داده های

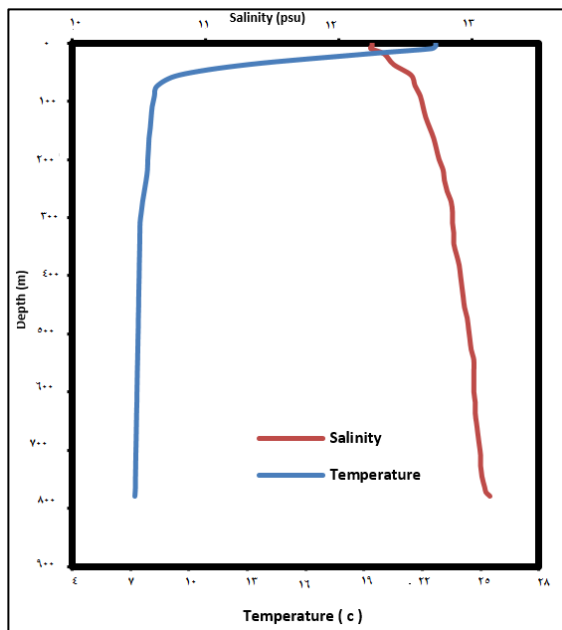
<sup>۲</sup> Naval Research Laboratory

<sup>۱</sup> Wall proximity function

<sup>۲</sup> General Bathymetric Chart of the Oceans

شکل ۲. تغییرات شوری در اجرای ۱۰ ساله مدل

برای صحت سنجی اجرای مدل، با توجه به داده های اندازه گیری موجود مربوط به سال ۱۹۹۶، مدل برای ده سال، از سال ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۷، شامل بازه زمانی اندازه گیری مذکور، اجرا گردید. نتایج حاصل از اجرای مدل با داده اندازه گیری (-IHP, UNESCO, IOOC-IAEA, 1996)، مقایسه شده که نشان از تطابق بالای نتایج مدل دارد (شکل های ۳ و ۴). موقعیت ایستگاه اندازه گیری شده جهت مقایسه در  $41^{\circ}44'06.0\text{ N}$ ,  $50^{\circ}08'52.8\text{ E}$  می باشد (شکل ۱).



شکل ۳. تغییرات قائم دما و شوری حاصل از اجرای مدل

لحاظ گردید. شرط پایداری حل عددی معادلات مدهای خارجی (رابطه ۱۱) و داخلی (رابطه ۱۲) بر اساس شرط CFL تعریف می شود.

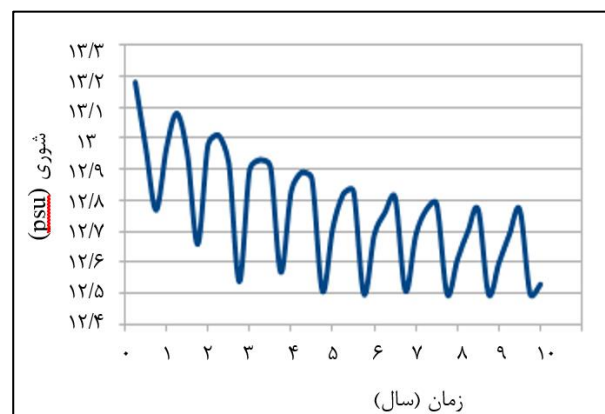
$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_E} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-0.5} \quad (11)$$

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-0.5} \quad (12)$$

جهت بررسی پایداری مدل، تغییرات شوری نسبت به زمان (میانگین ماهیانه ده ساله) در شکل ۲ رسم شده است که پایداری نسبتاً خوبی را پس از هفت سال اجرای مدل، نشان می دهد. موقعیت جغرافیایی بررسی پایداری مدل در  $38^{\circ}30'10.0\text{ N}$ ,  $51^{\circ}30'10.0\text{ E}$  می باشد.

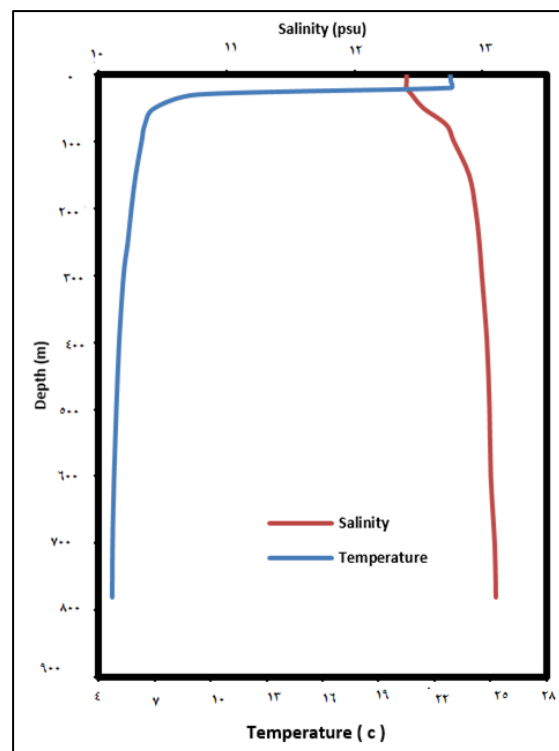
جدول ۱. دبی میانگین ماهانه رودخانه های ولگا، کورا و اورال (Kara et al, 2010)

ولگا (m <sup>3</sup> /s)	کورا (m <sup>3</sup> /s)	اورال (m <sup>3</sup> /s)	
۳۹۰۰	۴۹۰	۵۰	ژانویه
۳۹۵۰	۵۰۰	۵۵	فوریه
۴۰۰۰	۵۳۰	۶۰	مارس
۷۵۰۰	۸۰۰	۹۰۰	آوریل
۲۳۹۰۰	۱۰۵۰	۱۳۷۰	مه
۲۰۰۰۰	۸۰۰	۴۲۰	ژوئن
۸۲۵۰	۴۵۰	۲۲۰	جولای
۵۶۰۰	۳۱۰	۱۸۰	اگوست
۵۰۰۰	۳۱۵	۱۴۰	سپتامبر
			بر
۵۳۰۰	۴۰۰	۱۴۰	اکتبر
۵۳۵۰	۴۲۰	۱۳۵	نوامبر
۳۹۰۰	۴۶۰	۸۰	دسامبر



میانی، سرعت باد کمتر شده و باد شرقی می باشد. در حوضه میانی، به صورت گردش بزرگ پادساعتگرد بوده که میزان سرعت بخش شمالی آن نسبت به بخش جنوبی بیشتر می باشد به دلیل برخورد جریان باد مخالف در مرزی حوضه های میانی و جنوبی دریای خزر، سرعت آن بسیار ناچیز می گردد. در حوضه جنوبی، باد غالب، باد شمال شرقی و با سرعت کمتر از  $2 \text{ m/s}$  می باشد. البته در بخش جنوبی این حوضه، باد دیگری به صورت باد جنوب شرقی اما ضعیف تر از باد غالب مذکور مشاهده می شود.

تغییرات گردش آب دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری و میدان باد و روان آب رودخانه ها در شکل ۷ نشان داده شده است. در مقایسه با شکل ۵، جریان هایی با سرعت به مراتب بیشتری ملاحظه می شود (با سرعت حدود  $0/1 \text{ m/s}$ ) که نشان از اثر معنی دار میدان باد بر این حوضه است که تطابق نسبتاً خوبی با جهت باد این حوضه (انحراف به راست ناشی از اثر زمین گردی) دارد. گردش آب حوضه میانی، تحت تأثیر تغییرات فقط ناشی از دما و شوری (شکل ۵)، به صورت پادساعتگرد می باشد. سرعت باد این حوضه کمتر از  $1/5 \text{ m/s}$  است هر چند گردش پادساعتگرد میدان باد این حوضه به گونه ای است که موجب تقویت نسبی گردش پادساعتگرد آب می گردد (با سرعت حدود  $0/15 \text{ m/s}$ ).

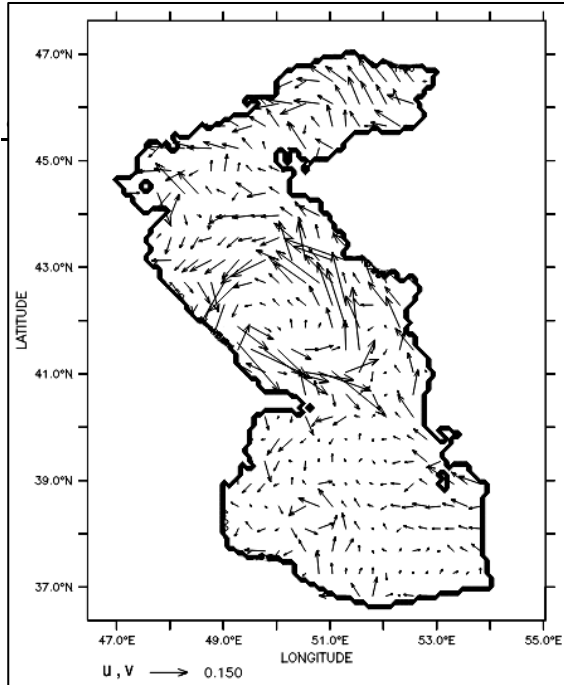


شکل ۴. تغییرات قائم دما و شوری اندازه گیری شده

### ۳- نتایج و بحث

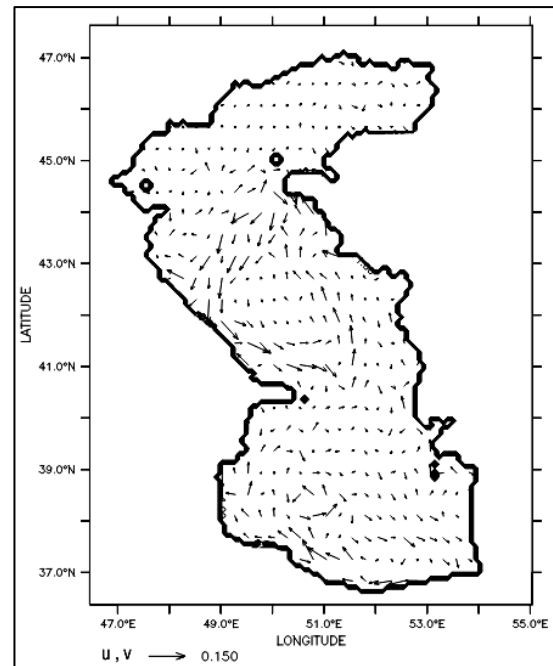
پس از اجرای مدل POM، تغییرات میانگین فصلی میدان باد و گردش آب سطحی دریای خزر در سال ۲۰۱۳ بررسی شد. جهت بررسی کیفی و کمی گردش فصلی آب دریای خزر، آثار تغییرات دما و شوری و میدان باد در سه حوضه شمالی، میانی و جنوبی به صورت تغییرات میانگین فصلی تحلیل شد.

تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری (بدون میدان باد و رودخانه ها) مربوط به فصل زمستان در شکل ۵ آمده است. همانطور که ملاحظه می شود دو گردش در حوضه میانی و نیمه غربی حوضه جنوبی دریای خزر به ترتیب پادساعتگرد و ساعتگرد وجود دارد که گردش آب حوضه میانی از شدت بیشتری برخوردار است. در بخش های دیگر دریای خزر، جریان های بسیار ضعیف از جمله در حوضه شمالی دیده می شود. میدان باد در فصل زمستان برای منطقه تحقیق در شکل ۶ نشان داده شده است باد غالب در حوضه شمالی، باد جنوب شرقی، دارای سرعت کمتر از  $2 \text{ m/s}$  است. اما در نواحی مرزی حوضه های شمالی و

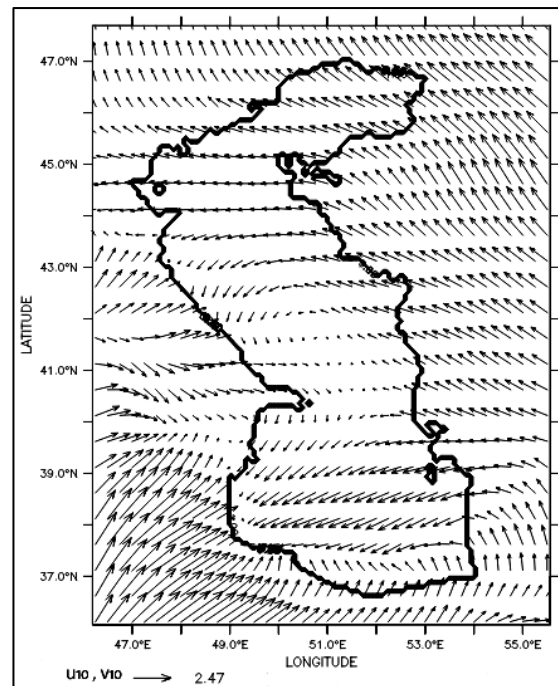


جنوبی مشهود است اما در بخش غربی (حوضه میانی و جنوبی) به دلیل وجود مرز غربی و جهت باد که تقریباً در راستای مرز این حوضه ها می باشد شکل مرز غربی و ژرفای آنها (شکل انحنای مسیر جریان) به گونه ای است که موجب تقویت جریان می شود (به ویژه جریان های بخش شمال شرقی و جنوب غربی گردش پادساعتگرد حوضه میانی). اما جریان های حوضه جنوبی تحت تأثیر باد، کم ژرفایی و شکل مرزها (به ویژه جنوب) می باشد و لذا جریان های سطحی مناطق عمیق که تحت تأثیر جریان ناشی از دما و شوری (شکل ۵) و برآمدگی مرز جنوبی حوضه جنوبی است به دلیل سرعت کم باد (کمتر از  $m/s$  ۱/۵)، کمتر تحت تأثیر باد قرار دارند و گردش پادساعتگرد نسبتاً کوچک مشاهده می شود اما در مرز شرقی (مناطق کم عمق)، با توجه به جهت و سرعت باد این حوضه، جریان هایی با انحراف به سمت راست باد دیده می شود.

تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری (بدون میدان باد و رودخانه ها) مربوط به فصل بهار در شکل ۸ آمده است. همانطور که ملاحظه می شود یک گردش آب بزرگ پادساعتگرد در حوضه میانی و دو گردش کوچک ساعتگرد و یک گردش کوچک پادساعتگرد در حوضه جنوبی دریای خزر وجود دارد که گردش آب حوضه میانی از شدت بیشتری برخوردار است. در حوضه



شکل ۵. تغییرات جریان های سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری در زمستان

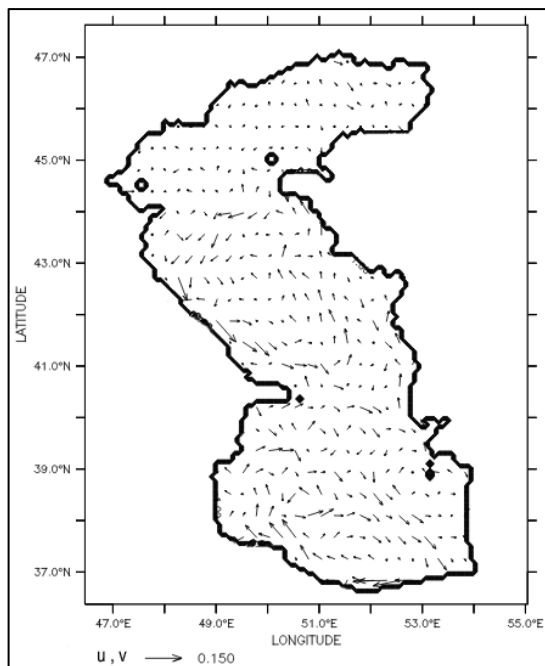


شکل ۶. تغییرات میدان باد منطقه تحقیق در زمستان

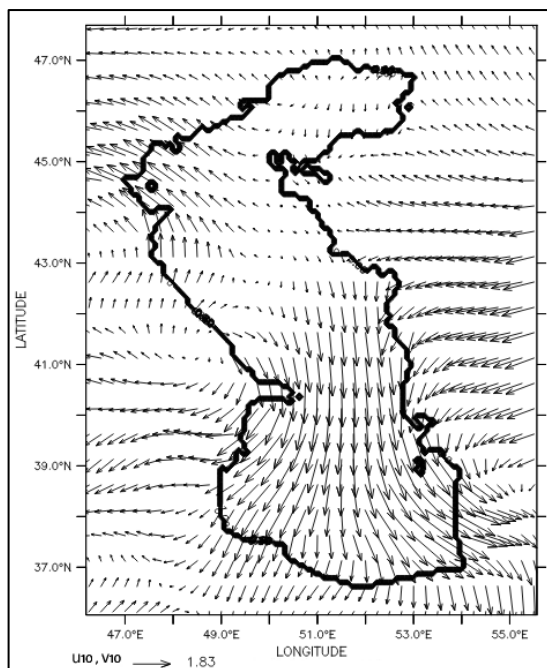
شکل ۷. تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر در زمستان

در حوضه جنوبی، در مقایسه با شکل ۵، تغییرات جریان آب در مناطق کم عمق نشان از اثر میدان باد بر این نواحی است. انحراف جریان به سمت راست ناشی از اثر زمین گردی در بخش شرقی حوضه





شکل ۸. تغییرات جریان های سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری در بهار

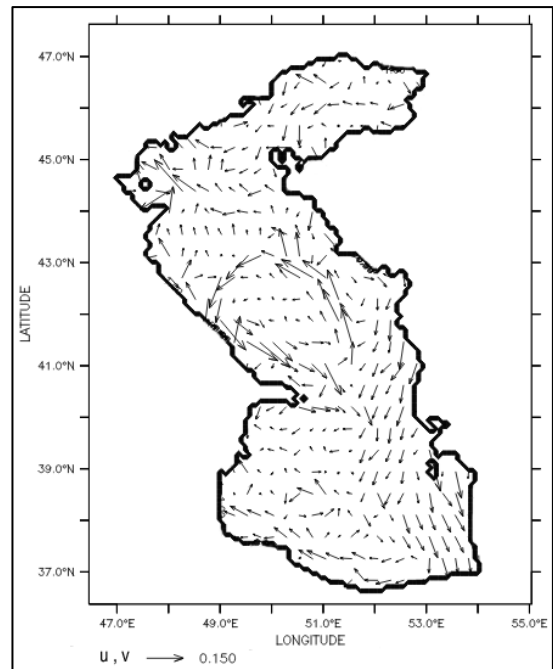
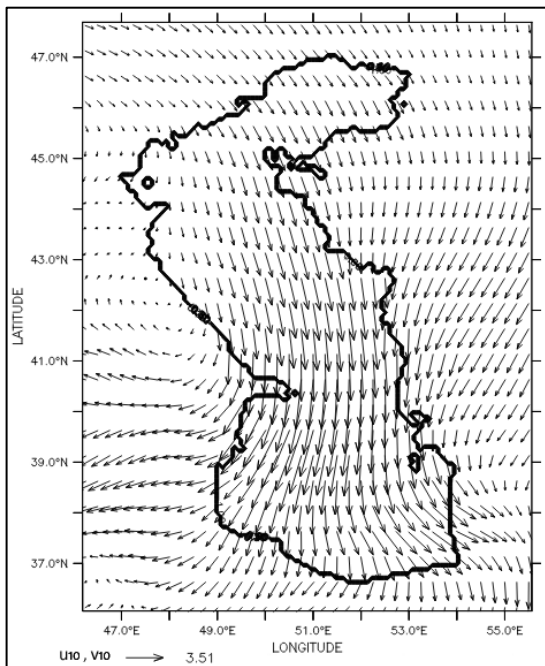


شکل ۹. تغییرات میدان باد منطقه تحقیق در بهار

شمالی دریای خزر، جریان های بسیار ضعیف دیده می شود.

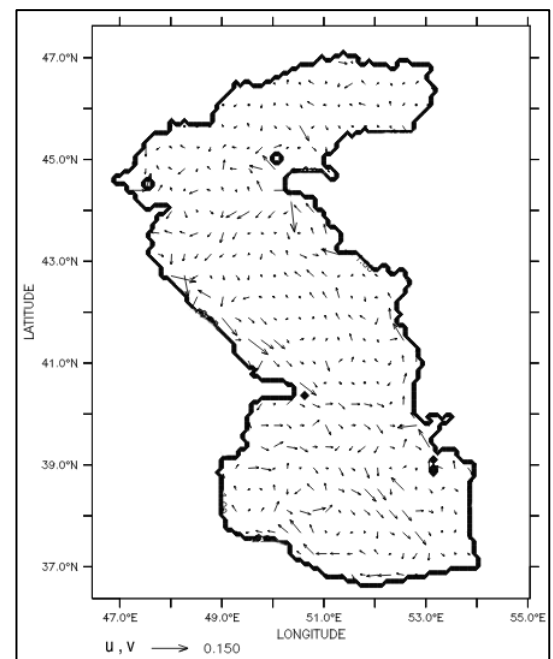
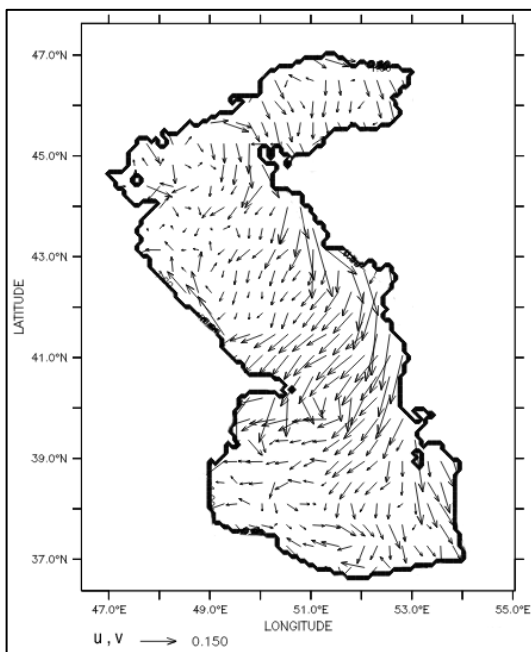
میدان باد در فصل بهار برای منطقه تحقیق در شکل ۹ نشان داده شده است باد غالب در بخش شمالی و جنوبی نیمه شرقی حوضه شمالی، به ترتیب باد جنوب شرقی و باد شمال شرقی با سرعت حدود  $m/s$   $0/5$  است و نیمه غربی این حوضه دارای باد جنوب شرقی و با سرعت بیش از  $m/s$   $1/5$  می باشد. تغییرات گردش آب دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری و میدان باد و روان آب رودخانه ها در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در حوضه شمالی، در مقایسه با شکل ۸، جریان هایی با سرعت به مراتب بیشتری ملاحظه می شود (با سرعت حدود  $m/s$   $0/1$ ) که نشان از اثر معنی دار میدان باد بر این حوضه است که تطابق نسبتا خوبی با جهت باد این حوضه نیز دارد به طوری که باد جنوب شرقی نیمه غربی حوضه شمالی، جریان های دریایی با اثر زمین گردی ایجاد می کند. تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری (بدون میدان باد و رودخانه ها) مربوط به فصل تابستان در شکل ۱۱ آمده است. همانطور که ملاحظه می شود یک گردش آب بزرگ پادساعتگرد در حوضه میانی و یک گردش ساعتگرد و یک گردش کوچک پادساعتگرد در حوضه جنوبی دریای خزر وجود دارد که مرز غربی گردش آب حوضه میانی از شدت بیشتری برخوردار است. در حوضه شمالی دریای خزر، جریان های بسیار ضعیف دیده می شود. میدان باد در فصل تابستان برای منطقه تحقیق در شکل ۱۲ نشان داده شده است باد غالب در حوضه شمالی، باد شمال غربی با سرعت حدود  $m/s$   $1/5$  است در حوضه میانی، از شمال غربی تا جنوب شرقی، سرعت جهت وزش باد از باد شمال غربی به باد شمالی تغییر جهت داشته و نیز افزایش سرعت باد را نشان می دهد. در حوضه جنوبی به دو سمت غربی و شرقی این حوضه به ترتیب به صورت بخشی از گردش های ساعتگرد و پادساعتگرد با سرعت حدود  $m/s$   $3$  مشاهده می شود.

گردش آب حوضه میانی، تحت تأثیر تغییرات ناشی از دما و شوری به صورت پادساعتگرد می باشد.



شکل ۱۰. تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر در بهار

شکل ۱۲. تغییرات میدان باد منطقه تحقیق در تابستان



شکل ۱۱. تغییرات جریان های سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری در تابستان

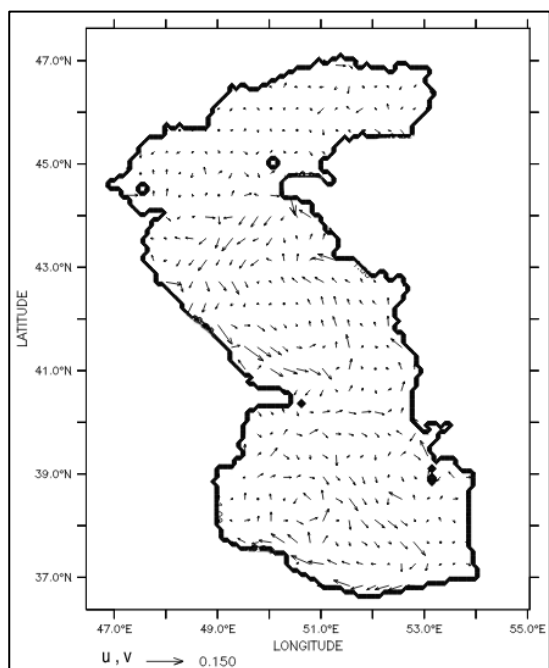
شکل ۱۳. تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر در تابستان

تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری (بدون میدان باد و رودخانه ها) مربوط به فصل پاییز در شکل ۱۴ آمده است. همانطور که ملاحظه می شود یک گردش آب بزرگ

تغییرات گردش آب دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری و میدان باد و روان آب رودخانه ها در شکل ۱۳ نشان داده شده است. در حوضه شمالی، در مقایسه با شکل ۱۱، جریان هایی با سرعت به مراتب بیشتری ملاحظه می شود (با سرعت حدود ۰/۱ m/s)

پادساعتگرد در حوضه میانی و یک گردش ساعتگرد در حوضه جنوبی دریای خزر وجود دارد که مرز شمالی و غربی گردش آب حوضه میانی از شدت بیشتری برخوردار است. در حوضه شمالی و بخش شرقی حوضه جنوبی دریای خزر، جریان های بسیار ضعیف دیده می شود.

میدان باد در فصل پائیز برای منطقه تحقیق در شکل ۱۵ نشان داده شده است. باد جنوب غربی با سرعت کمتر از ۲ m/s، باد غالب نیمه شرقی حوضه شمالی دریای خزر و در نیمه غربی بسیار ضعیف تر می باشد. در حوضه میانی، بادهایی با سرعت کمتر از ۱ m/s مشاهده می شود.

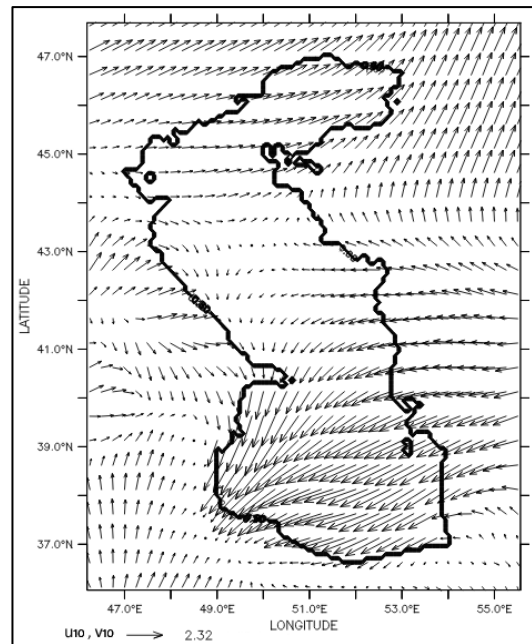


شکل ۱۴. تغییرات جریان های سطحی دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری در پائیز

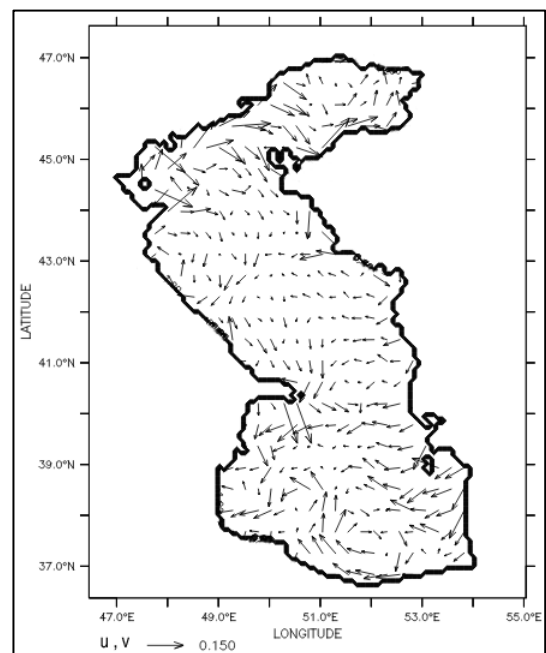
میدان باد در حوضه جنوبی، دارای شدت بیشتری نسبت به حوضه های دیگر است و به صورت باد شمال شرقی با سرعت بیشینه ۲/۵ m/s مشاهده می شود. تغییرات گردش آب دریای خزر ناشی از تغییرات دما و شوری و میدان باد و روان آب رودخانه ها در شکل ۱۶ نشان داده شده است. در حوضه شمالی، در مقایسه با شکل ۱۴، جریان هایی با سرعت به مراتب بیشتری ملاحظه می شود (با سرعت حدود ۰/۱ m/s) گردش آب حوضه میانی، تحت تأثیر تغییرات ناشی از دما و شوری به صورت پادساعتگرد می باشد.

## ۴- نتیجه‌گیری

تغییرات گردش آب ناشی از تغییرات دما و شوری (بدون نیروهای ناشی از میدان باد و رودخانه‌ها) نشان می‌دهد در کلیه فصول یک گردش دائمی در حوضه میانی وجود دارد و نیز دو گردش ساعتگرد و پادساعتگرد مشاهده می‌شود که گردش آب حوضه میانی به مراتب بزرگتر از گردش‌های حوضه جنوبی است. دریای خزر در فصل زمستان بیشترین سرعت باد را در حوضه شمالی و جنوبی تجربه می‌کند به طوری که تغییر جهت باد از شمال به جنوب خزر (باد جنوب شرقی به باد شمال شرقی) موجب شکل‌گیری گردش تقریباً کامل پادساعتگردی باد در حوضه میانی می‌شود. این گردش باد سبب تشدید گردش پادساعتگردی آب حوضه میانی، در این فصل می‌گردد. تحت شرایط واقعی در لایه سطحی دریا، جریان‌های باد مخصوصاً در نواحی کم عمق خزر شمالی نقش مهمی را بازی می‌کند. بنابراین در این بخش دریای خزر، جریان‌های دریایی، کاملاً تحت تأثیر جهت و سرعت باد (و اثر زمین‌گردی) می‌باشند. در فصل بهار، باد ضعیفی در حوضه میانی مشاهده می‌شود لذا شدت گردش آب حوضه میانی نسبت به فصل زمستان کاهش می‌یابد. در حوضه جنوبی دو گردش پادساعتگرد و ساعتگرد نسبتاً کوچک دیده می‌شود. در فصل تابستان، باد شمال غربی، باد غالب حوضه‌های شمالی و میانی است با توجه به اینکه سرعت باد بخش شرقی حوضه میانی بیشتر از بخش غربی است، گردش جریان آب پادساعتگرد بخش کم عمق این حوضه تحت این میدان باد به گردش ساعتگرد تغییر جهت داده اما گردش پادساعتگرد جریان در بخش سطحی مناطق عمیق آن، بسیار ضعیف وجود دارد. در فصل پاییز، سرعت باد در حوضه میانی بسیار ناچیز بوده و به همین دلیل تغییرات جریان زیادی در این حوضه مشاهده نمی‌شود اما باد غالب حوضه شمالی و جنوبی با سرعت نسبتاً بالا به ترتیب باد جنوب غربی و شمال شرقی



شکل ۱۵. تغییرات میدان باد منطقه تحقیق در پائیز



شکل ۱۶. تغییرات گردش آب سطحی دریای خزر در پائیز

در حوضه جنوبی، به دلیل شدت وزش باد این حوضه (با سرعت حدود ۲ m/s)، مناطق کم عمق آن کاملاً تحت تأثیر باد بوده اما بخش سطحی مناطق عمیق این حوضه، کمتر تأثیر می‌پذیرد به طوری که یک انحراف پادساعتگردی نسبتاً بزرگ جریان و یک گردش ساعتگرد در بخش جنوبی آن مشاهده می‌شود.

می‌دهد که گردش آب دریا تحت کنترل بادهای محلی قرار دارد که تطابق خوبی با پژوهش‌های پیشین دارد (Kosarev and Terziev et al., 1992). اما در حوضه میانی و جنوبی (Yablinskaya, 1994). با توجه به گردش‌های فصلی آنها، جریان‌های میدان چگالی ناشی از ساختار گرما - شوری و کار مایه بالای توده گسترده آب (ناشی از عوامل چگال‌گرایی) در مناطق عمیق، در شکل‌گیری آنها نیز موثر می‌باشند هر چند در شکل‌گیری جریان آب، نیروی باد غالب (با سرعت بالا)، موثرتر می‌باشد که تطابق خوبی با نتایج Knysn و همکاران (۲۰۰۸) دارد.

است و این روند میدان باد موجب تغییرات جریان متناسب با سرعت باد (با اثر زمین‌گردی) در مناطق کم عمق دریای خزر شده است و در بخش سطحی مناطق عمیق حوضه جنوبی، یک انحراف پادساعتگردی نسبتاً بزرگ جریان و یک گردش ساعتگرد در بخش جنوبی آن مشاهده می‌شود. در بررسی گردش سالانه جریان، با توجه به تغییرات میدان باد در نیمه شرقی حوضه شمالی یک گردش پادساعتگرد جریان و در نیمه غربی این حوضه نیز یک جریان ساعتگرد مشاهده می‌شود. جریان‌های حاصل از اجرای مدل این تحقیق، در مناطق کم عمق حوضه شمالی (NCB) در دو حالت با و بدون در نظر گرفتن داده‌های جوی و رواناب رودخانه‌ها نشان

#### ۵- منابع

- Badalov A.B., Rzheplinsky D.G., 1989. Modeling of the Caspian Sea upper layer dynamics under the forcing by synoptic atmospheric processes. In: Sarkisyan, A.S. (Ed.), Modeling of Hydrophysical Processes and Fields in Closed Basins and Seas. Nauka, Moscow, pp. 31 – 51 (in Russian).
- Baidin S.S., Kosarev A.N., 1986. The Caspian Sea, Hydrology and hydrochemistry, Nauka, Moscow.
- Gunduz M. and Ozsoy E., 2014. Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea, Ocean Sci., 10, 459-471.
- Ibrayev R. A., Ozsoy E., Schrum C., and Sur H. I., 2010. Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction, Ocean Sci., 6, 311-329.
- Kara A Birol., Wallcraft, Alan J., Metzger E J., Gunduz M., 2010. Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea, Continental Shelf Research 30, 1211–1225.
- Knysn V.V., Ibrayev R.A., Korotaev G.K. and Inyushina N.V., 2008. Seasonal variability of climate currents in the Caspian Sea reconstructed by assimilation of climatic temperature and salinity into the model of water circulation. Journal of Atmospheric and Oceanic Physics, 44: 236-249.
- Kosarev A.N., 2005. Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. In: The handbook of environmental chemistry, vol 5, Part P. Springer, Berlin, pp 5–31.
- Kosarev A.N., Yablonskaya E.A., 1994. The Caspian Sea. SPB Academic Publishing, The Hague, Netherlands 259pp.
- Krylov N.A., 1987. The Caspian Sea, geology and oil and gas resources. Nauka, Moscow.
- Lavrova O. Yu., Mityagina M. I., Sabinin K. D., Serebryany A. N., 2011. Satellite Observations of Surface Manifestations of Internal Waves in the Caspian Sea, Atmospheric and Oceanic Physics, Vol. 47, No. 9, pp. 1119-1126.
- Mellor G. L., 2002. Users guide for a three-dimensional primitive equation, numerical ocean model, program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710.
- Oey L., Chang Y.-L., Lin Y.-C., Chang M.-C., Xu F., and Lu H.-F., 2012. ATOP-The advanced Taiwan Ocean Prediction System based on the mpiPOM. Part1: Model Descriptions, Analysis and Results, Terr. Atmos. Sci., Vol. 24, No. 1, 137-158.
- Terziev F.S., Kosarev A.N., Aliev A.A., 1992. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, Vol. 6. The Caspian Sea, Issue 1. Hydrometeorological conditions. Gidrometeoizdat, St. Petersburg.
- Trukhchev D., Kosarev A., Ivanova D., Tuzhilkin V., 1995. Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea, Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences, Sofia, 48(10), 35–38.

Tuzhilkin V.S. and Kosarev A.N., 2005. Thermohaline structure and general circulation of the Caspian Sea, the handbook of environmental chemistry, vol 5, Part P. Springer, Berlin, pp 33-57.

Tuzhilkin V.S., Kosarev A.N., Trukhchev D.I., Ivanova D.P. 1997. Sezonnnye osobennosti obchey cirkulyacii vod glubokovodnoy chasti

Kaspiiskogo moray, Meteorologiya I Gidrologiya, 1,91-99.

UNESCO -IHP-IOC-IAEA, 1996. workshop on sea level rise and multidisciplinary studies of environmental processes in the Caspian region 9-12 May. Paris, Farance IOC workshop No 108.

## Seasonal and annual variability in wind fields and circulation of surface waters of the Caspian Sea

D. Mansoury<sup>\*1</sup>, M. Sadrinasab<sup>2</sup>, M. Akbarinasab<sup>3</sup>

1. Department of Physical Oceanography, Faculty of Marine Science, Khorramshahr University of Marine Science and Technology, Iran.

2. Graduate Faculty of Environment, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Department of Physical Oceanography, Faculty of Marine Science, University of Mazandaran, Babolsar.

### Abstract

Seasonal and annual variability in circulation of surface waters of the Caspian Sea were studied using POM model. In this model, temperature and salinity field's data and wind field and the flow of atmospheric data were collected from WOA and daily data bank ECMWF, respectively, with a resolution of 5.7 minutes and the time step of 6 hours and for Bathymetry from GEBCO08 data with a resolution of 30 seconds is used. Initially, the model for ten years (1988-1997) was carried out and, after examining the stability of the model with measurement data available (1996) were compared, that good agreement between their temperature and salinity changes observed. Then, for the last ten years (2005-2014) in two cases (with and without taking into account the flows of atmospheric wind field data and rivers) model was implemented. The results showed that changes in water flow in all seasons, in shallow areas, wind field indicates the dominant effect on the region, but in deep, wind has less effect on the flow. According to the seasonal circulations, wind force in the northern basin and shallow areas the Caspian Sea are more effective in the formation of water flows.

**Keywords:** Wind field, Water circulation, POM model, Caspian Sea

Table1. The monthly average of volume flow rate of Volga, Kura and Oral Rivers (Kara et al., 2010)

Figure 1. The main rivers of Caspian Sea (Kara et al., 2010)

Figure 2. Salinity changes over the 10-year model construction

Figure 3. Vertical thermohaline changes caused by model construction

Figure 5. Surface flows changes in the Caspian Sea caused by thermohalines changes in winter

Figure 6. Wind field changes in the research area in winter

Figure 7. Surface circulation changes in the Caspian Sea in winter

Figure 8. Surface flows changes in the Caspian Sea caused by thermohaline changes in spring

Figure 9. Wind field changes in the research area in spring

Figure 10. Surface circulation changes in the Caspian Sea in spring

Figure 11. Surface flows changes in the Caspian Sea caused by thermohaline changes in summer

Figure 12. Wind field changes in the research area in summer

Figure 13. Surface circulation changes in the Caspian Sea in summer

Figure 14. Surface flows changes in the Caspian Sea caused by thermohaline changes in autumn

Figure 15. Wind field changes in the research area in autumn

Figure 16. Surface circulation changes in the Caspian Sea in autumn

\* Corresponding Author's Email: m.akbarinasab@umz.ac.ir