

مدل سازی ساختار میدان های دما و شوری آب دریای خزر با استفاده از مدل POM

داریوش منصوری^{۱*}، مسعود صدری نسب^۲ و محمد اکبری نسب^۳

^۱نویسنده مسئول، دانشجوی دکتری گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، mansoury@modares.ac.ir

^۲عضو هیأت علمی گروه مهندسی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران، masoud.sadri@ut.ac.ir

^۳عضو هیأت علمی گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه مازندران، m.akbarinasab@umz.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۴/۸/۱۵

چکیده

در این تحقیق تغییرات دما و شوری آب دریای خزر با استفاده از مدل POM بررسی شد. مدل POM، مدلی اقیانوسی با مختصات عمودی سیگما، شبکه‌ی افقی منحنی وار 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، استفاده شده است. برای داده‌های رودخانه‌ها از میانگین ماهیانه‌ی داده‌های NRL، و برای ژرفاسنجی از داده‌های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه استفاده شد. ابتدا برای مدت ده سال (۱۹۹۷-۱۹۸۸)، مدل اجرا شد و نتایج آن پس از بررسی پایداری، با داده‌های میدانی موجود (۱۹۹۶) مقایسه و تطابق خوبی بین الگوی تغییرات دما و نیز شوری مشاهده شد. در ادامه مدل برای ده سال اخیر (۲۰۰۵-۲۰۱۴) اجرا شد از نتایج این تحقیق، بیشینه اختلاف دمای میانگین ماهیانه سطحی دریای خزر در ماه‌های فوریه، مه، اوت و نوامبر به ترتیب برابر 18°C ، 13°C و 11°C و 20°C و بیشینه اختلاف شوری میانگین ماهیانه سطحی به ترتیب برابر $2/8\text{ psu}$ ، $3/2\text{ psu}$ و $5/2\text{ psu}$ و $4/8\text{ psu}$ می‌باشد. گرادیان شوری در عمق در ماه‌های فوریه و اوت در بخش‌های غربی دریای خزر نسبت به بخش شرقی دارای شدت بیش تری است اختلاف دمای سطحی ناحیه غربی و شرقی حوضه میانی در ماه اوت و پروفایل دمای آن، نشان از فراجوشی آب این بخش از دریای خزر می‌باشد.

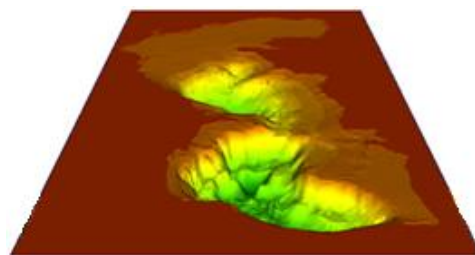
واژه‌های کلیدی: مدل سازی، ساختار دما و شوری، مدل POM، داده‌های WOA، دریای خزر

۱. مقدمه

۲۰۸ متری می‌رسد؛ بیشترین عمق دریا ۱۰۲۵ متر است [2]. طول آن بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر از شمال به جنوب و عرض آن ۴۰۰-۲۰۰ کیلومتر است (شکل ۱). با توجه به شرایط فیزیکی و جغرافیایی و همچنین مکان نگار بستر، دریای خزر را می‌توان به سه بخش داخلی تقسیم کرد [3]. خزر شمالی (NCB^۱)، خزر میانی (MCB^۳) و خزر جنوبی (SCB^۴) (شکل ۲).

خزر شمالی توسط خطی فرضی که شبه جزیره چچن را به دهانه تیوپ کاراگان در شبه جزیره مانقشلاق وصل می‌کند، از خزر میانی جدا می‌شود. مساحت آن ۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع است. حجم آبی در حدود ۳۹۷ کیلومتر مکعب کمتر ۱٪ از حجم کل آب خزر را در خود جای داده است. نسبت مساحت خزر شمالی به کل مساحت

دریای خزر^۱ بزرگ‌ترین حوضه بسته جهان است، که داخل قاره اوراسیا قرار گرفته و گودالی وسیع در پوسته زمین را اشغال کرده است [1]. تراز سطح آن در حال حاضر حدود ۲۸ متر پایین تر از تراز سطح جهانی آب دریاها است. مساحت دریا بیش از ۳۹۰۰۰۰ کیلومتر مربع و حجم آب به ۷۸۰۰۰ کیلومتر مکعب در عمق متوسط

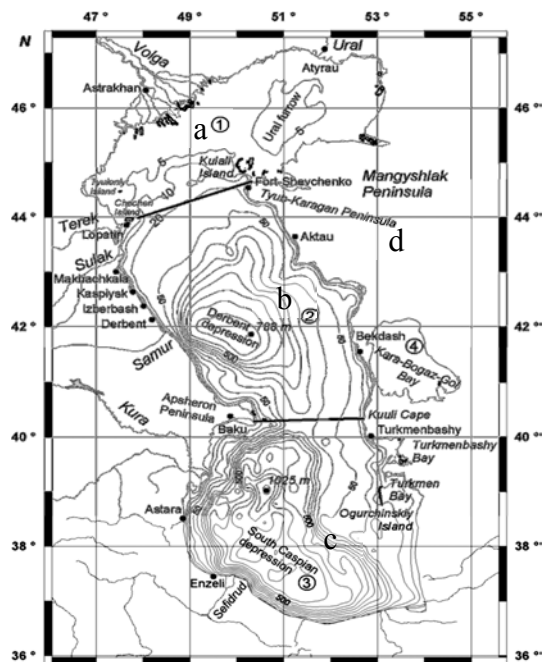


شکل ۱. نقشه عمق سنجی دریای خزر

جهت حرکت عقربه‌های ساعت، با فرض منطقه وسیع و آب عمیق، ایجاد شود. در واقع برای منطقه کم‌عمق، به دلیل اثرات اصطکاک بستر، این زاویه کوچک‌تر از 45° می‌شود [5].

شبکه رودخانه‌ای در اطراف دریای خزر بسیار نامنظم است. تمام رودخانه‌های اصلی در خزر شمالی یا سواحل غربی دریا قرار دارند (شکل ۳). رواناب متوسط سالانه این رودخانه‌ها (ولگا، اورال، ترک و کورا) به حدود 90% کل رواناب همه رودخانه‌های داخلی دریا می‌رسد. باقی رواناب مربوط به رودخانه‌های ایرانی و جریان‌های جزئی ساحل غربی دریای خزر می‌باشد. ساحل شرقی دریا کمابیش از رواناب دائم رودخانه‌های منتهی به دریا، بی‌بهره می‌باشد. موقعیت جغرافیایی عرض میانی، تغییرات فصلی شدیدی را در شارهای گرمایی و آب شیرین در تمام سطح دریای خزر ایجاد می‌کند. در ژانویه، به‌طور متوسط، دریای خزر حدود 400 مگاژول بر مترمکعب گرمای از دست می‌دهد که برابر با مقدار گرمای جذب شده از جو در ماه ژوئن است [6]. میدان دمای سطحی در فصل زمستان از شمال به جنوب افزایش قابل توجهی به‌ویژه در مرزهای میان مناطق شمالی، میانی و جنوبی خزر دارد، که عامل ایجاد آن، در خزر شمالی، گرمای از دست رفته در طول زمستان به میزان $600-800$ مگاژول بر متر مربع است، در حالی که در خزر جنوبی مقدار آن تنها 200 مگاژول بر متر مربع است. سرمای مناطق کم‌عمق نزدیک ساحل به‌طور بسیار مؤثری افزایش پیدا می‌کند. در بهار، مناطق کم‌عمق، بهترین مناطق گرمای داده شده دریا هستند. کمترین دمای مطلق سطحی در منطقه

دریا $24/3\%$ است. بیش‌ترین عمق در این قسمت از حوضه $15-20$ متر بوده و میانگین عمق آن 5 الی 6 متر می‌باشد [4].



شکل ۲. بخش‌های داخلی دریای خزر: a- خزر شمالی؛ b- خزر میانی؛ c- خزر جنوبی؛ d- خلیج قره باغاز گل^۵.

مرز جنوبی خزر میانی، شبه جزیره آبشوران و یا دقیق‌تر جزیره ژیلوئی را به دماغه کوالی یا خوالی در شرق خزر وصل می‌نماید. این محدوده نسبت به خزر شمالی دارای عمق بیش‌تری است. بیش‌ترین عمق آن 788 متر و عمق متوسط آن 192 متر برآورد شده است. خزر میانی دارای مساحتی در حدود 138000 کیلومتر مربع می‌باشد که $34/4\%$ درصد از کل مساحت دریا است حجم آب در این بخش 26439 کیلومتر مکعب است که $33/9\%$ درصد از حجم کل آب دریا در این بخش قرار دارد [4]. محدوده خزر جنوبی، مرز جنوبی خزر میانی تا کرانه‌های ساحل ایران است. عمیق‌ترین نقطه دریای خزر در این حوضه است. بیش‌ترین عمق در این قسمت 1025 متر و متوسط آن 325 متر می‌باشد [2].

در ماه اوت، باد شدید در امتداد ساحل شرقی حوضه میانی خزر می‌وزد. جریان آب سطحی باید به‌طور تئوری در نیمکره شمالی، تحت زاویه 45° نسبت به جهت باد در

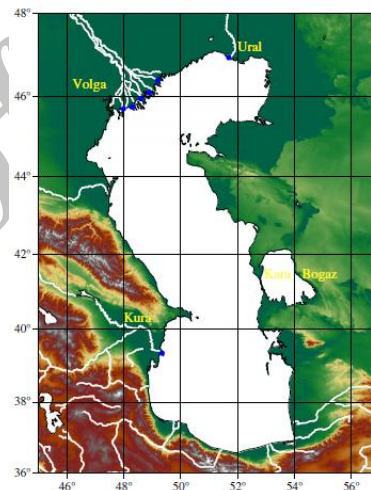
۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. توصیف مدل

۲-۱-۱. مدل اقیانوسی POM

اولین نسخه مدل POM 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 شاره‌های ژئوفیزیکی (GFDL)، دانشگاه پرینستون بوده است. این مدل، متن باز است و کماکان توسط محققان مختلف در حال تغییر و بهبود در محاسبات، قابلیت‌ها و سرعت اجرا است. این مدل بسیار کوچک و در عین حال قدرتمند است و می‌تواند برای گستره‌ی وسیعی از مسائل مانند گردش و فرایند اختلاط در رودخانه‌ها، خورها، فلات قاره و شیب، دریاچه‌ها، دریا‌های نیمه‌بسته و باز و اقیانوس‌ها استفاده شود. POM مدلی اقیانوسی با مختصات عمودی سیگما، شبکه‌ی افقی منحنی‌وار راست گوشه، با شرایط مرزی سطح آزاد و با زیرمدل‌های تلاطم و موج است. این مدل پرستفاده‌ترین مدل اقیانوسی است و در سال ۲۰۰۹ حدود ۴۰۰۰ کاربر فقط در ایالات متحده و کاربرهایی ثبت شده از حدود ۷۰ کشور مختلف داشته است. همچنین POM پایه و اساس بسیاری از مدل‌های اقیانوسی دیگر مانند ECOM، NCOM و ... است. استفاده از مدل POM برای منطقه خاص نیازمند تعریف شبکه مدل، شرایط اولیه، شرایط مرزهای جانبی باز، شارهای سطحی، عوامل واداشت و... است که باید با استفاده از برنامه‌نویسی جانبی پیش‌پردازش شده و در مدل گنجانده شوند. در مدل POM از شبکه‌بندی متعامد منحنی الخط در سطح افق و دستگاه مختصات منطبق بر پستی و بلندی (دستگاه مختصات سیگما) در جهت قائم استفاده می‌شود. همچنین برای محاسبه ضرایب اختلاط قائم از مدل بستار تلاطم مرتبه دوم استفاده می‌شود (مدل ملور-یامادا). فن عددی حل بخش زمانی معادلات بر اساس روش تفکیک مد است که در آن معادلات مد خارجی به‌صورت صریح و معادلات مد درونی به‌صورت ضمنی

عمیق خزر میانی است. در تابستان، کمترین دمای مطلق سطحی به سمت ساحل شرقی خزر میانی در اثر توسعه فراجوشی در دوره تابستان جابه‌جا می‌شود. این یکی از سودمندترین فرایندهای فیزیکی اقیانوسی دریای خزر است. در سایر نقاط دریای خزر، دمای سطحی به علت جذب حرارت یکنواخت نسبی از جو در تابستان کاملاً یکنواخت است [6]. مشاهدات و اندازه‌گیری‌های مفید موجود از جریان‌های دریای خزر بیش‌تر در فلات قاره آن متمرکز شده است [3, 6].



شکل ۳. رودخانه‌های اصلی دریای خزر [7]

در فصل تابستان تا اوایل پاییز، وجود فراجوشی آب در امتداد ساحل شرقی دریای خزر توسط نویسندگان متعددی مورد بررسی و تایید قرار گرفت [3,6,8,9,10]. تمامی اندازه‌گیری‌های میدانی بسیار کوتاه‌مدت بوده و تنها می‌توانند محدوده‌های فرکانسی خاصی را مشخص کنند و لذا مدل‌سازی تغییرات فراسنج‌ها از جمله دما و شوری در این دریا برای بررسی پدیده‌های دریایی گریزناپذیر می‌باشد. هدف از این تحقیق، مطالعه تغییرات دما و شوری با استفاده از مدل POM در سه حوضه شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر است.

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

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (5)$$

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{p}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_{1l}} + F_q \quad (6)$$

$$\frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + E_1 l \left(\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{p}}{\partial \sigma} \right) \bar{W} - \frac{Dq^3}{B_1} + F_l \quad (7)$$

$$W = \omega + U \left(\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (8)$$

این معادلات به ترتیب، معادله پیوستگی، معادلات اندازه حرکت، معادلات پایستگی دما و شوری، معادله انرژی جنبشی تلاطمی، معادله مقیاس طول تلاطم و سرعت عمودی در مختصات کارتزین می‌باشد که در آن‌ها $D = H + \eta$ و $H(x,y)$ معرف مکان نگاری بستر و η نوسان سطح آب می‌باشند. محدوده سیگما از $\sigma = 0$ در سطح تا $\sigma = -1$ در بستر تغییر می‌کند. \bar{W} تابع مجانب دیوار^۷ است و همچنین $c_s^{-2} \partial p / \partial \sigma$ می‌باشد که در آن c_s بیانگر سرعت صوت است. F_x و F_y جملات ویسکوزیته؛ F_0 جملات پخش افقی هستند که معرف کمیت های $q^2 S_T$ و یا $q^2 l$ می‌باشد. که به ترتیب دمای نهفته، شوری، دو برابر کارمایه جنبشی تلاطمی و q^2 برابر مقیاس طول تلاطمی است. A_M ضریب پخش افقی و K_H و K_M ضرایب پخش

حل می‌شوند. این امر محدودیت گام زمانی برای جهت قائم را از میان برمی‌دارد و امکان استفاده از تفکیک عمودی ریز در لایه‌های مرز سطح و بستر را میسر می‌سازد.

ورودی‌های مدل POM عبارتند از: داده‌های بتی‌متری، داده‌های دما و شوری (شرایط اقلیم‌شناسی اولیه)، داده‌های دما و شوری سطحی (شرایط مرزی سطح)، داده‌های آنومالی تراز دریا (شرایط مرزی)، داده‌های باد، داده‌های دمای سطحی ماهواره‌ای چندکاناله، نرخ تابش و تبخیر، داده‌های جزر و مدی، تابش موج کوتاه، تابش طول موج بلند، داده‌های دبی رودخانه‌ها، مکان اولیه دریافت‌ها برای ردیابی.

mpiPOM نسخه‌ی جدیدی از POM است که برای مدل‌سازی در این تحقیق استفاده شد. mpiPOM توسط مرکز پیش‌بینی پیشرفته‌ی اقیانوسی تایوان (ATOP) تهیه و ارائه شده است که برای نیازها و منابع موجود در سامانه‌ی ATOP بهینه شده است [11]. در این تحقیق، تغییرات بسیاری در برنامه کد مدل ایجاد شد تا بتوان آن را با کمپایلر رایگان و آزاد gfortran (که کمابیش در تمامی توزیع‌های لینوکسی وجود دارد) کمپایل نمود. سامانه کمپایل و اجرای مدل که از یک اسکریپت اجرایی ساده استفاده می‌کند، بر پایه‌ی ابزار make بازنویسی شد و نیز برنامه‌ی ایجاد فایل‌های ورودی مدل که حدود ۷۰۰۰ سطر برنامه‌ی فرترن ۷۷ است با زبان فرترن ۹۵ بازنویسی شد و به حدود ۳۰۰۰ خط تقلیل پیدا کرد.

۳. تئوری و محاسبات

۳-۱. معادلات حاکم

معادلات حاکم در مختصات سیگما عبارتند از:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

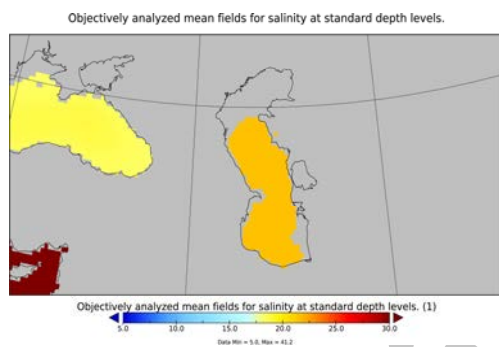
$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fV D + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial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

توسعه داده شد.

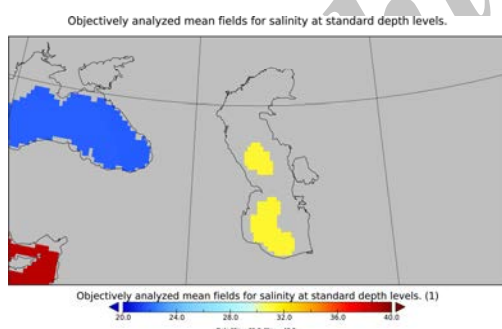
۳-۲-۲. داده‌های دما و شوری

الف) داده‌های دما و شوری WOA 2013

برای دما و شوری ابتدا از داده‌های Objective Analysis سال ۲۰۱۳ WOA2013 استفاده شد. متأسفانه این داده‌ها برای محدوده‌ی دریای خزر و در اعماق بیش‌تر از ۴۰ متر دارای خطای فاحش است. برای نمونه، شکل‌های ۴ و ۵ داده‌های شوری WOA2013 در اعماق ۵۰ و ۴۰۰ متر را برای دریای خزر نشان می‌دهد. شوری در این شکل‌ها شوری به ترتیب در حدود ۲۰ و ۳۰ بر حسب psu است در حالی که بیشینه شوری در دریای خزر در حدود ۱۴ psu می‌باشد.



شکل ۴. شوری در عمق ۵۰ متر - WOA 2013



شکل ۵. شوری در عمق ۴۰۰ متر - WOA 2013

ب) داده‌های دما و شوری WOA2005

گزینه‌ی دیگر برای داده‌های دما و شوری، داده‌های WOA2005 می‌باشد. دقت این داده‌ها، یک درجه و فقط در ۴ لایه‌ی ۰، ۱۰، ۲۰، و ۳۰ متری برای دریای خزر موجود می‌باشد. این داده‌ها به دلیل دقت نسبتاً کم، تمامی دریای خزر را پوشش نمی‌دهند و افزون بر درون‌یابی روی شبکه‌های مدل، باید از الگوریتمی برای برون‌یابی

پیچکی قائم می‌باشند.

برای محاسبه ضریب پخش افقی اندازه حرکت، در مدل POM از رابطه ارائه شده توسط اسماگورینسکی استفاده می‌شود. مزیت استفاده از رابطه پخش اسماگورینسکی بدون بعد بودن C^{\wedge} است. همچنین بدیهی است هر چه گرادین‌های سرعت کوچک‌تر شوند، شبکه دقیق‌تر می‌شود. شرایط مرزی عمودی سطح و بستر در معادله پیوستگی عبارت است از:

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (9)$$

۳-۲-۲. آماده‌سازی داده‌ها

مدل کردن یک مورد واقعی، فرایندی بسیار پیچیده و زمان‌بر است. متأسفانه برای محدوده‌ی مورد مطالعه (دریای خزر) به علت کمبود اندازه‌گیری‌های میدانی در بعضی موارد داده‌های قابل اعتماد کافی وجود ندارند. به‌عنوان مثال در مورد داده‌های دما و شوری، اندازه‌گیری‌های کمی در سواحل جنوبی توسط سازمان‌های ایرانی و در بعضی قسمت‌های دیگر توسط دیگر کشورهای همسایه‌ی خزر انجام شده است که متأسفانه دسترسی به تمامی این داده‌ها به راحتی ممکن نیست. توزیع مکانی و زمانی اندازه‌گیری‌ها نیز به گونه‌ای است که امکان درون‌یابی و بسط داده‌ها به تمامی نقاط و اعماق دریا نیز امکان‌پذیر نمی‌باشد. جزر و مد در دریای خزر ناچیز است و نیازی به اعمال داده‌های جزر و مدی به ورودی مدل نیست. بعضی از داده‌ها پیش از تغذیه به ورودی مدل نیاز به پیش‌پردازش و تغییر فرمت دارند. بدین منظور بیش از ۲۰۰۰ سطر برنامه به زبان‌های فرترن، C و پایتون توسعه داده شد.

۳-۲-۱. داده‌های ژرفاسنجی

GEBCO^۹ در مجموعه داده‌های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه، فقط برای محدوده‌ی دریای خزر به استثنای خلیج قره‌بوغاز (داده‌های گریدبندی شده در اکتبر ۲۰۱۰ با تراز میانگین ۲۶ متر)، داده‌ها را ارائه نموده است. در این تحقیق، کدهایی به زبان‌های C، فرترن ۹۰ و پایتون برای پردازش، درون‌یابی و استخراج ژرفاسنجی از این داده‌ها

۳-۳. مراحل اجرای مدل

در برنامه اولیه‌ی mpiPOM برای اجرای مدل در ابررایانه‌ی ATOP و ارسال آن به برنامه‌ی PBS یک اسکریپت CShell وجود دارد. در این تحقیق، این اسکریپت حذف شده و کلیه‌ی مراحل کمپایل، پیش پردازش، اجرا و ... توسط Makefile پیاده‌سازی گردید. ساختار دایرکتوری مدل طوری تغییر داده شد تا کلیه مراحل پیش پردازش، مقداردهی اولیه، اجرا و پس پردازش مدل، بدون ارجاع به دایرکتوری‌ها و فایل‌های خارجی انجام گیرد. کلیه‌ی برنامه‌ها و اسکریپت‌های موجود (به استثنای محتویات پوشه POM)، در این تحقیق، توسعه داده شده‌اند. در اجرای مدل، موقعیت جغرافیایی منطقه تحقیق: $X_1 = 46/5 E$ ، $Y_1 = 36/5 N$ ، $X_2 = 55/0 E$ ، $Y_2 = 47/5 N$ و ابعاد شبکه مدل $102 \times 134 \times 50$ و گام زمانی مد خارجی 10 s و گام زمانی مد داخلی 450 s و جهت اعمال پردازش موازی، چهار هسته برای پردازشگر با شبکه محاسباتی 52×68 لحاظ گردید. شرط پایداری حل عددی معادلات مدهای خارجی (رابطه ۱۰) و داخلی (رابطه ۱۱) بر اساس شرط CFL تعریف می‌شود:

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-05} \quad (10)$$

که در این معادله: U_{max} و $C_t = 2(gH)^{05} + U_{max}$ سرعت بیشینه پیش‌بینی شده در منطقه تحقیق (مدل‌سازی) می‌باشد.

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-05} \quad (11)$$

که در آن: $C_T = 2C + U_{max}$ و C سرعت بیشینه امواج درونی بر اساس شدیدترین مد است و مقدار آن معمولاً از مرتبه 2 m/s بوده و U_{max} سرعت بیشینه فرارفتی است.

در این تحقیق، با توجه به اندازه شبکه‌بندی، گام‌های زمانی روابط (۱۰) و (۱۱) به صورت زیر خواهند شد:

$$\Delta t_E \leq 325 \quad \text{و} \quad \Delta t_I \leq 12964$$

در اجرای مدل، گام زمانی مد خارجی و درونی به ترتیب

استفاده شود. برای درونی‌یابی از روش مکعبی و برای برون‌یابی از روش‌هایی مانند نزدیک‌ترین همسایگی و میانگین همسایه‌های مجاور در اجرای مدل استفاده شد که به نتایج نسبتاً خوبی منتج گردید.

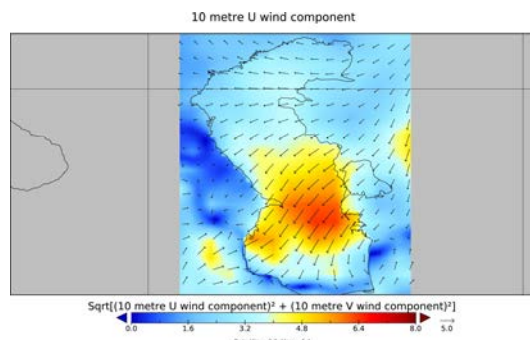
۳-۲-۳. داده‌های هواشناسی

داده‌های باد، بارش، تبخیر، تابش امواج کوتاه و بلند از بانک داده‌های روزانه ECMWF، با دقت ۷/۵ دقیقه و با گام زمانی ۶ ساعته دریافت گردید (برای نمونه داده‌های باد برای بامداد ۱ ژانویه ۲۰۰۵ در شکل ۶ نشان داده شده است). برنامه‌ای به زبان فرترن برای درونی‌یابی این داده‌ها توسعه داده شد.

۳-۲-۴. داده‌های رودخانه

بیش‌ترین میزان ورودی آب رودخانه‌ها به دریای خزر از طریق رودخانه‌های ولگا (در این تحقیق: ۵ شاخه)، کورا و اورال انجام می‌گیرد. برای داده‌های این رودخانه‌ها از میانگین ماهیانه‌ی داده‌های "NRL" استفاده شد. در جدول ۱ دبی میانگین این رودخانه‌ها در ماه‌های متفاوت سال آورده شده است.

داده‌ها پس از پیش‌پردازش باید برای ورودی مدل آماده شوند. این کار در اصل توسط یک برنامه فرترن به نام GridNetcdf.f انجام می‌شود. این برنامه‌ی ۶۷۹۳ سطری با فرترن ۷۷ توسعه داده شده است و با تغییراتی که کاربران مختلف در طول سال‌های اخیر در آن ایجاد نموده‌اند، استفاده از آن بسیار پیچیده و مشکل شده است به همین دلیل این برنامه، از ابتدا با مفاهیم معرفی شده در فرترن ۹۵، بازنویسی شد.



شکل ۶. نمونه داده‌های باد ECMWF در بامداد ۱ ژانویه ۲۰۰۵

نتایج حاصل از اجرای مدل و اندازه‌گیری (شکل‌های ۹ تا ۱۴) مقایسه شده که نشان از تطابق بالای نتایج مدل و مقادیر اندازه‌گیری شده (از ۱۹۹۶/۰۸/۳۰ به مدت یک هفته) توسط عملیات میدانی سازمان انرژی اتمی یونسکو [13]، می‌باشد. موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده (شکل ۸):

الف) حوضه جنوبی

St.1: 38°10'12.0 N, 51°51'10.8 E

ب) حوضه میانی

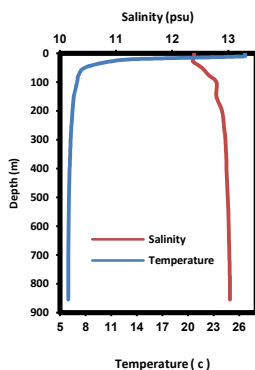
St.2: 41°44'06.0 N, 50°08'52.8 E

ت) حوضه شمالی

St.3: 44°49'58.8 N, 49°06'18.0 E



شکل ۸. موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری



شکل ۹. تغییرات قائم دما و شوری اندازه‌گیری شده در St.1

برابر ۱۰ S و ۴۵۰ S در نظر گرفته شده‌اند.

۳-۴. پایداری مدل

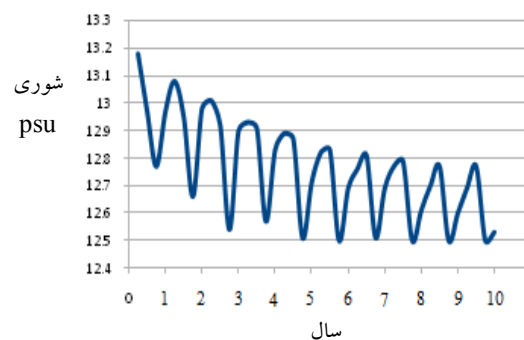
برای بررسی پایداری مدل، تغییرات شوری نسبت به زمان در شکل ۷ رسم شده است که پایداری نسبتاً خوبی را پس از هفت سال اجرای مدل، نشان می‌دهد.

۳-۵. اعتبار سنجی

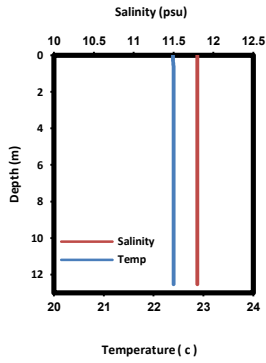
برای صحت سنجی اجرای مدل، با توجه به داده‌های اندازه‌گیری موجود مربوط به سال ۱۹۹۶، مدل برای ده سال، از سال ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۷، شامل بازه زمانی اندازه‌گیری مذکور، اجرا گردید.

جدول ۱. دبی میانگین ماهانه رودخانه ولگا، کورا و اورال [12]

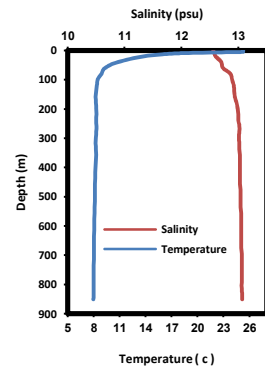
اورال (m ³ /s)	کورا (m ³ /s)	ولگا (m ³ /s)	
۵۰	۴۹۰	۳۹۰۰	ژانویه
۵۵	۵۰۰	۳۹۵۰	فوریه
۶۰	۵۳۰	۴۰۰۰	مارس
۹۰۰	۸۰۰	۷۵۰۰	آوریل
۱۳۷۰	۱۰۵۰	۲۳۹۰۰	مه
۴۲۰	۸۰۰	۲۰۰۰۰	ژوئن
۲۲۰	۴۵۰	۸۲۵۰	جولای
۱۸۰	۳۱۰	۵۶۰۰	اوت
۱۴۰	۳۱۵	۵۰۰۰	سپتامبر
۱۴۰	۴۰۰	۵۳۰۰	اکتبر
۱۳۵	۴۲۰	۵۳۵۰	نوامبر
۸۰	۴۶۰	۳۹۰۰	دسامبر



شکل ۷. تغییرات شوری در اجرای ۱۰ ساله مدل



شکل ۱۴. تغییرات قائم دما و شوری اندازه‌گیری شده در St.3

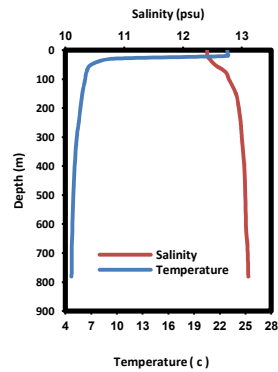


شکل ۱۰. تغییرات قائم دما و شوری حاصل از اجرای مدل در St.1

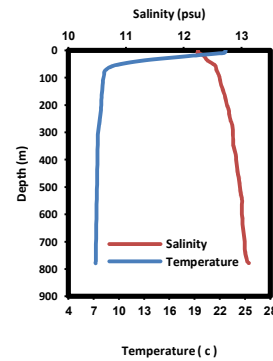
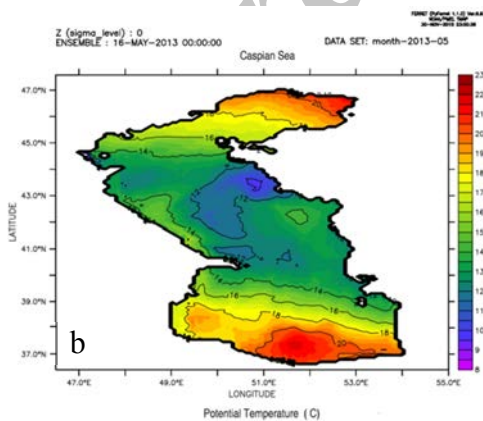
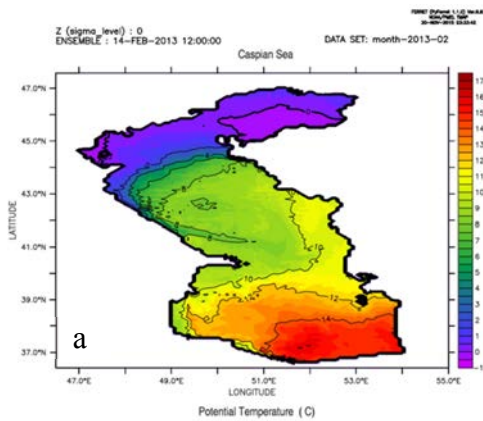
۴. یافته‌ها

۴-۱. تغییرات دما و شوری

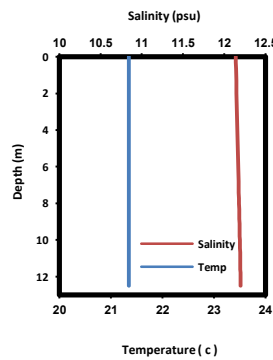
پس از اجرای مدل POM، تغییرات میانگین ماهیانه دما و شوری برای ماه‌های فوریه، مه، اوت و نوامبر بررسی شد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).



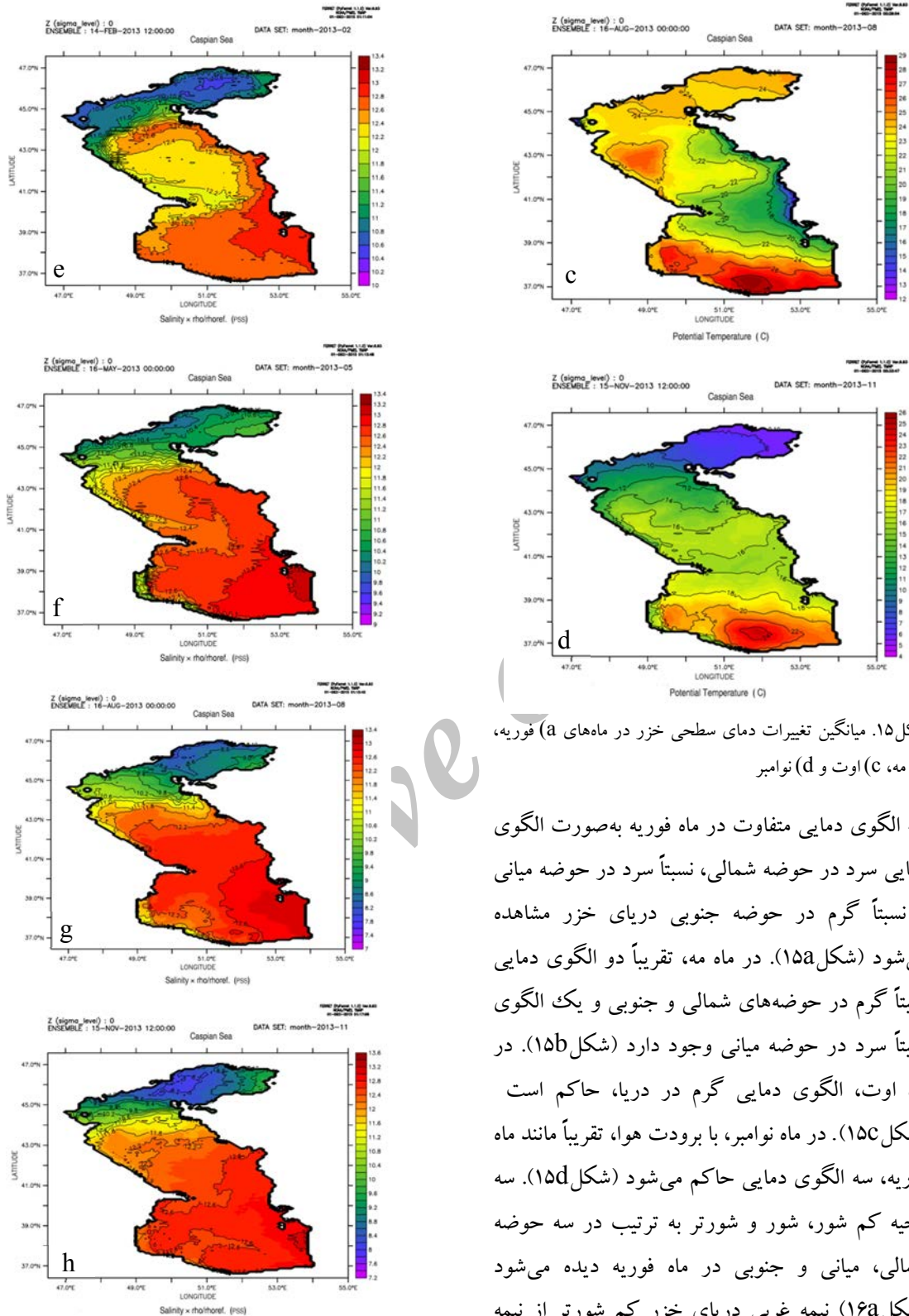
شکل ۱۱. تغییرات قائم دما و شوری اندازه‌گیری شده در St.2



شکل ۱۲. تغییرات قائم دما و شوری حاصل از اجرای مدل در St.2



شکل ۱۳. تغییرات قائم دما و شوری اندازه‌گیری شده در St.3



شکل ۱۵. میانگین تغییرات دمای سطحی خزر در ماه‌های (a) فوریه، (b) مه، (c) اوت و (d) نوامبر

سه الگوی دمایی متفاوت در ماه فوریه به صورت الگوی دمایی سرد در حوضه شمالی، نسبتاً سرد در حوضه میانی و نسبتاً گرم در حوضه جنوبی دریای خزر مشاهده می‌شود (شکل ۱۵a). در ماه مه، تقریباً دو الگوی دمایی نسبتاً گرم در حوضه‌های شمالی و جنوبی و یک الگوی نسبتاً سرد در حوضه میانی وجود دارد (شکل ۱۵b). در ماه اوت، الگوی دمایی گرم در دریا، حاکم است (شکل ۱۵c). در ماه نوامبر، با برودت هوا، تقریباً مانند ماه فوریه، سه الگوی دمایی حاکم می‌شود (شکل ۱۵d). سه ناحیه کم شور، شور و شورتر به ترتیب در سه حوضه شمالی، میانی و جنوبی در ماه فوریه دیده می‌شود (شکل ۱۶a) نیمه غربی دریای خزر کم شورتر از نیمه شرقی است که می‌تواند به دلیل گردش پادساعت‌گرد حوضه میانی باشد که آب کم شور انتقال یافته از حوضه شمالی را به سمت حوضه جنوبی جابجا می‌کند (شکل‌های ۱۶b, c, d).

شکل ۱۶. میانگین تغییرات شوری سطحی خزر در ماه‌های (e) فوریه، (f) مه، (g) اوت و (h) نوامبر

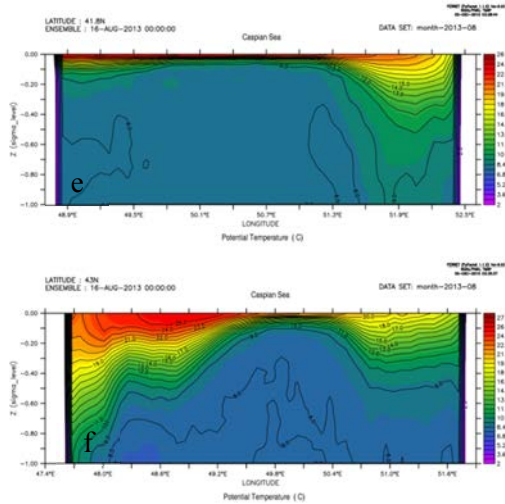
۴-۲. تغییرات قائم دما و شوری

تغییرات قائم دما و شوری برای حوضه‌های جنوبی، میانی

و شمالی دریای خزر (در مختصات سیگما) به صورت میانگین ماهیانه (فوریه و اوت) مورد بررسی قرار گرفت (شکل‌های ۱۷ تا ۲۰).

۴-۲-۱. تغییرات قائم دما

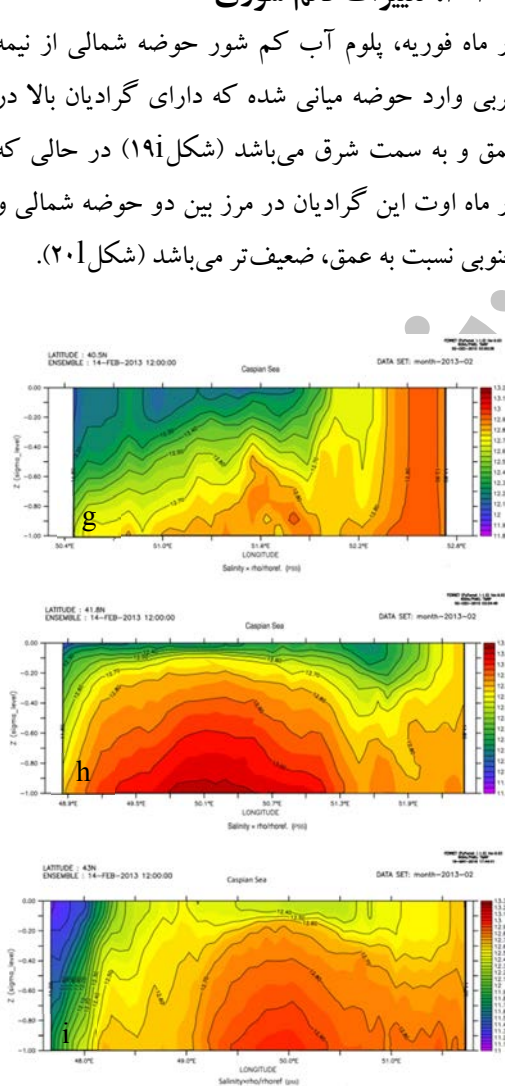
در دو حوضه جنوبی و میانی و نیز ابتدای حوضه شمالی (انتهای حوضه میانی) دمای نیمه شرقی بیش‌تر از نیمه غربی است (شکل ۱۷a,b,c) توده آب سرد نیمه غربی در ابتدای حوضه شمالی (شکل ۱۷c)، نشان می‌دهد که پلوم آب سرد حوضه شمالی وارد حوضه میانی می‌شود. اما در ماه اوت، نیمه غربی نسبتاً گرم‌تر از نیمه شرقی است به طوری که پلوم آب گرم از حوضه شمالی به حوضه میانی انتقال می‌یابد.



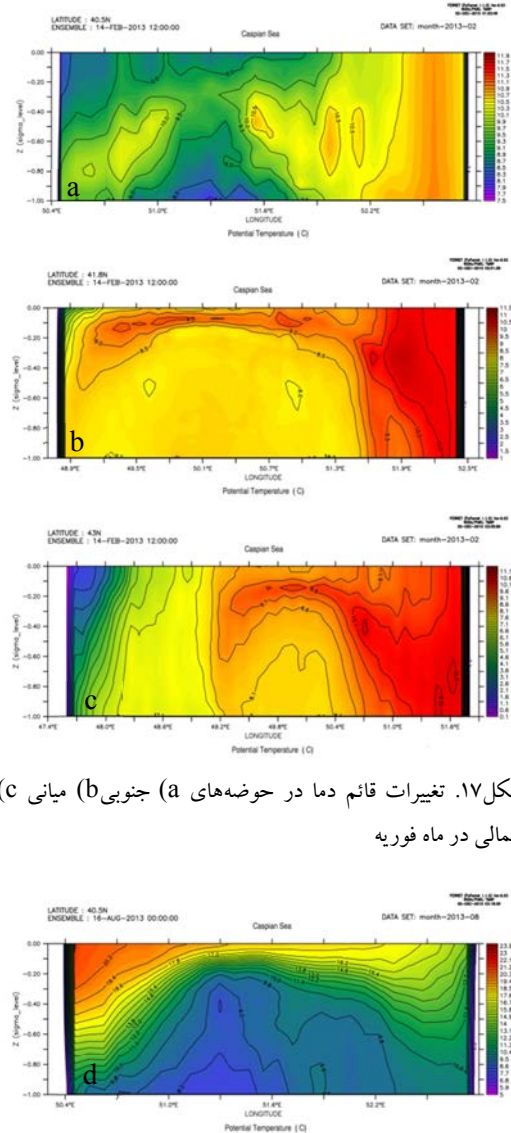
شکل ۱۸. تغییرات قائم دما در حوضه‌های (d) جنوبی (e) میانی (f) شمالی در ماه اوت

۴-۲-۲. تغییرات قائم شوری

در ماه فوریه، پلوم آب کم شور حوضه شمالی از نیمه غربی وارد حوضه میانی شده که دارای گرادیان بالا در عمق و به سمت شرق می‌باشد (شکل ۱۹i) در حالی که در ماه اوت این گرادیان در مرز بین دو حوضه شمالی و جنوبی نسبت به عمق، ضعیف‌تر می‌باشد (شکل ۲۰i).

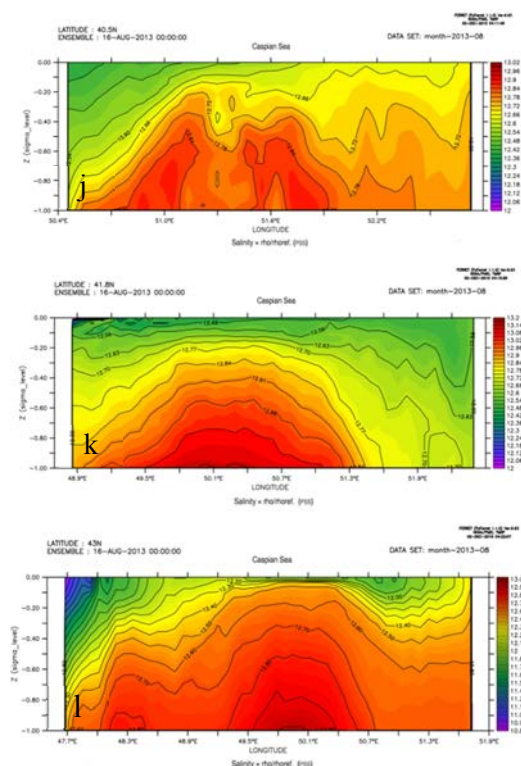


شکل ۱۹. تغییرات قائم شوری در حوضه‌های (g) جنوبی (h) میانی (i) شمالی در ماه فوریه



شکل ۱۷. تغییرات قائم دما در حوضه‌های (a) جنوبی (b) میانی (c) شمالی در ماه فوریه

می‌شود (شکل‌های ۱۵a). در حوضه شمالی در ماه فوریه به دلیل یخ بستن سطح آب، شوری آب (زیر یخ) افزایش نسبی می‌یابد ولی در عوض در حوضه جنوبی به دلیل متعادل بودن دمای آب، شوری چندان تغییر نخواهد داشت (۱۶e). در ماه مه به دلیل کاسته شدن پروت هوا و گرم شدن آن، یخ حوضه شمالی ذوب شده و نیز دبی رودخانه‌ها (از جمله ولگا) افزایش یافته و از طرفی اثر بستر موجب گرم شدن ستون آب بالای آن خواهد شد و لذا دریای خزر به سمت تعادل گرمایی پیش می‌رود از آنجا اختلاف دمای سطحی کمتری بین دو حوضه شمالی و جنوبی دیده می‌شود (شکل ۱۵b) و از طرفی به دلیل افزایش دبی رودخانه‌ها از جمله رود ولگا در این ماه (بیشینه دبی در طول سال)، تغییرات زیادی در شوری آب در مرز شمالی حوضه شمالی مشاهده می‌شود و در فواصل دورتر از این مرز، افزایش نسبی شوری مشاهده می‌شود (شکل ۱۶f). در ماه اوت با شدت گرفتن گرمای هوا، آب سطح دریا در اثر تابش خورشید و گرمای هوای مجاور آن دستخوش تغییرات دمایی خواهد بود که این تغییرات دمایی سطحی آب، به عمق نفوذ این گرما به لایه‌های زیرین و نیز عمق آب (بستر) و گرمای نهان و محسوس آن بستگی دارد. به طوری که در بخش کم عمق، دمای سطحی افزایش یافته اما در بخش عمیق حوضه جنوبی، سطح آب، افزایش دمای کمتری را تجربه خواهد کرد و لذا در این ماه تغییرات دمایی کمی بین دو حوضه شمالی و جنوبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۵c). شوری حوضه شمالی، به دلیل اثر دبی رودخانه ولگا (از ماه مه تا اوت) در کل حوضه شمالی خزر ناشی از گردش آب دریا و اختلاط، کاهش نسبی را نشان می‌دهد (شکل ۱۶g). در ماه نوامبر با سرد شدن نسبی هوا با توجه به اینکه حوضه شمالی در عرض بالاتری واقع شده و نیز عمق آب بسیار کمتر از حوضه جنوبی است و لذا با توجه به ضریب گرمای ویژه آب و بستر، آب حوضه شمالی با سرعت بیشتری سرد شده و کاهش دما می‌دهد ولی در حوضه جنوبی انرژی گرمایی بیشتری



شکل ۲۰. تغییرات قائم شوری در حوضه‌های (j) جنوبی (k) میانی (l) شمالی در ماه اوت

۵. بحث

به علت جدایی دریای خزر از اقیانوس جهانی، ساختار ترموهالاین آن عمدتاً تحت تأثیر فعالیت فرایندهای جوی بر روی سطح دریا و نواحی وسیع زیر سطحی آن شکل می‌گیرد.

۵-۱. ساختار دما و شوری سطحی

حوضه شمالی خزر به دلیل کم عمق بودن به شدت تحت تأثیر تغییرات جوی است به طوری که در ماه فوریه در اثر پروت شدید هوا، در لایه سطحی این حوزه، یخ تشکیل خواهد شد و بستر در نقاط مختلف آن با توجه به عمق کم آب، عمل یخ بستن آب و ضخامت آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد. اما در عوض در حوضه جنوبی در مناطق عمیق به دلیل ژرفای زیاد آب، بستر اثری نداشته و با توجه به ظرفیت گرمایی بالای آب، تغییر دما به کندی صورت می‌گیرد. به همین دلیل در ماه فوریه، اختلاف دمای سطحی بالایی بین دو حوضه شمالی و جنوبی ایجاد

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، استفاده شده است. بیش‌ترین میزان ورودی آب رودخانه‌ها به دریای خزر از طریق رودخانه‌های ولگا (در این تحقیق: ۵ شاخه)، کورا و اورال انجام می‌گیرد. برای داده‌های این رودخانه‌ها از میانگین ماهیانه‌ی داده‌های NRL استفاده گردید. برای بتی‌متری از داده‌های GEBCO08 با دقت ۳۰ ثانیه لحاظ شد. با توجه به داده‌های موجود، ابتدا مدل برای مدت ده سال (۱۹۸۸-۱۹۹۷) اجرا شد و نتایج آن پس از بررسی پایداری، با داده‌های اندازه‌گیری موجود (۱۹۹۶) مقایسه گردید که تطابق خوبی بین الگوی تغییرات دما و نیز شوری مشاهده می‌شود. پس از اعتبار سنجی، در ادامه مدل برای ده سال اخیر (۲۰۰۵-۲۰۱۴) اجرا گردید و تغییرات دما و شوری به‌صورت میانگین ماهیانه مورد بررسی قرار گرفت. بیشینه دما و شوری دریای خزر در طول سال در حوضه جنوبی می‌باشد که کمترین تغییرات دما و شوری در این حوضه مشاهده می‌شود و بیش‌ترین تغییرات دما و شوری در حوضه شمالی رخ می‌دهد. از دیگر نتایج این تحقیق، بیشینه اختلاف دمای میانگین ماهیانه سطحی دریای خزر در ماه‌های فوریه، مه، اوت و نوامبر به ترتیب برابر 18°C ، 13°C ، 11°C و 20°C می‌باشد و نیز به دلیل تغییرات دبی رودخانه‌ها از جمله ولگا، تغییرات گسترده در شوری در فصول سرد و گرم ملاحظه می‌شود. بیشینه اختلاف شوری میانگین ماهیانه سطحی دریای خزر در ماه‌های فوریه، مه، اوت و نوامبر به ترتیب برابر $4/8$ psu، $8/2$ psu، $3/2$ psu، $5/2$ psu و $4/8$ psu می‌باشد. گرادیان شوری در عمق در ماه‌های فوریه و اوت در بخش‌های غربی دریای خزر نسبت به بخش شرقی دارای شدت بیش‌تری می‌باشد و در حوضه میانی در ماه فوریه، گرادیان شدید شوری در لایه‌های سطحی و در حوضه جنوبی در ماه اوت، بخش غربی از سطح تا

در آن ذخیره بوده و با آهنگ کندتری خنک می‌شود و لذا تغییرات دمایی نسبتاً بالایی مشاهده می‌شود (شکل ۱۵d). در ماه نوامبر با توجه به اینکه دبی رودخانه حوضه شمالی همچنان بالاست و با توجه به کاهش شدت گرما و تبخیر آب سطحی، لذا شوری آب دریا در این منطقه کاهش نسبی یافته و تغییرات شوری نسبتاً بالایی بین دو حوضه شمالی و جنوبی رخ می‌دهد (شکل ۱۶h).

۲-۵. تغییرات قائم دما و شوری

تغییرات قائم دما در ماه فوریه در سه حوضه دریایی شمالی، میانی و جنوبی خزر از سطح تا بستر دارای شیب ملایمی بوده (شکل‌های ۱۷a,b,c) هر چند در مناطق کم‌عمق بخش شرقی حوضه میانی، تغییرات دما در راستای افق (از سطح تا بستر) نسبتاً شدید می‌باشد (شکل ۱۷b). گرادیان شوری در عمق در ماه فوریه در بخش‌های غربی دریای خزر نسبت به بخش شرقی دارای شدت بیش‌تری می‌باشد به‌طوری‌که این تغییرات شدید در حوضه شمالی در عمق‌های بیش‌تر و در حوضه میانی، لایه‌های سطحی و در حوضه جنوبی از سطح تا بستر رخ می‌دهد (شکل‌های ۱۹g,h,i).

تغییرات قائم دما در ماه اوت در سه حوضه خزر دارای روند متفاوت می‌باشد. در حوضه جنوبی در بخش غربی و شرقی آن نسبتاً ملایم بوده (شکل‌های ۱۸d,f) در حالی که در بخش وسط یا عمیق (بین غرب و شرق)، گرادیان شدید دمایی در لایه سطحی آب مشاهده می‌شود (شکل ۱۸e). تغییرات قائم شوری حوضه میانی در ماه اوت نسبت به دو حوضه دیگر کم‌تر بوده (شکل ۲۰k) و نسبت به مقطع وسط از تقارن شوری برخوردار است. در حوضه شمالی و جنوبی این تغییرات در بخش غربی با شدت بیش‌تری نسبت به بخش شرقی آن‌ها (در حوضه شمالی نزدیک بستر و در حوضه جنوبی نزدیک سطح) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲۰j,l).

۶. نتیجه‌گیری

در این تحقیق تغییرات دما و شوری آب دریای خزر با استفاده از مدل POM مورد بررسی قرار گرفت. در این

[9] Kosarev AN. The Caspian Sea. Water structure and dynamics. Nauka, Moscow (in Russian); 1990.

[10] Sur HI, Özsoy E, Ibrayev R. Satellite-derived flow characteristics of the Caspian Sea. Elsevier Oceanography Series. 2000;63:289-97.

[11] Oey L, Chang YL, Lin YC, Chang MC, Xu F, Lu HF. ATOP-The Advanced Taiwan Ocean Prediction System Based on the mpiPOM. Part 1: Model Descriptions, Analyses and Results. Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences. 2013 Feb 1;24(1).

[12] Kara AB, Wallcraft AJ, Metzger EJ, Gunduz M. Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea. Continental Shelf Research. 2010;30(10):1211-25.

[13] UNESCO, -IHP-IOC-IAEA. Workshop on sea level rise and multidisciplinary studies of environmental processes in the Caspian region, Paris, France (May 9-12, 1995). IOC workshop report (No. 108)

۸. پی نوشت

¹ Caspian sea

² north Caspian basin

³ middle Caspian basin

⁴ south Caspian basin

⁵ Kara Bogaz Gol

⁶ geophysical fluid dynamics laboratory

⁷ wall proximity function

⁸ Horcop

⁹ general bathymetric chart of the oceans

¹⁰ World Ocean Atlas

¹¹ naval research laboratory

بستر رخ می‌دهد. اختلاف دمای سطحی ناحیه غربی و شرقی حوضه میانی دریای خزر و کاهش قابل توجه دمای سطحی بخش شرقی این حوضه در فصل تابستان و پروفایل دمای آن نشان از فراجوشی آب این بخش از دریای خزر می‌باشد.

۷. مراجع

[1] Gunduz M, Özsoy E. Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea. Ocean Science. 2014;10(3):459-71.

[2] Kosarev AN. Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. The Caspian Sea Environment: Springer; 2005, Vol. 5: p. 5-31.

[3] Baidin S, Kosarev A. The Caspian Sea. Hydrology and hydrochemistry. Nauka. Moscow, 1986;261(272):25.

[4] Krylov NA. The Caspian Sea. In: Geology and oil and gas resources, Moscow: Nauka; 1987.

[5] Kitazawa D, Yang J. Numerical analysis of water circulation and thermohaline structures in the Caspian Sea. Journal of marine science and technology. 2012;17(2):168-80.

[6] Terziev F, Kosarev A, Aliev A. (eds) Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, Vol. 6. The Caspian Sea, Issue 1. Hydrometeorological conditions, St. Petersburg, 1992.

[7] Kosarev A, Yablonskaya E. The Caspian Sea, 259 pp. SPB Academic Publishing, The Hague; Netherlands; 1994.

[8] Kosarev A. The hydrology of the Caspian and Aral Seas. Mosk Gos Univ, Moscow(USSR), 1975, 272. 1975.