

دوفصلنامه هیدروفیزیک

دوره چهارم، شماره اول (بهار و تابستان ۱۳۹۷)

مطالعه جبهه‌های سطحی در دریای عمان

سالار یزدانفر^۱، امیر اشتری لرکی^{۲*}، محمد اکبری نسب^۳، ابوالفضل دلبری^۴

^۱ دانشجوی دکترای فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر

salar_yazdanfar@yahoo.com

amir70@gmail.com

^{۲*} نویسنده مسئول، استادیار، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر

m.akbarinasab@umz.ac.ir

^۳ استادیار، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه مازندران، بابل

abolfazl_delbari@yahoo.com

^۴ استادیار، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۲۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۰۷

چکیده

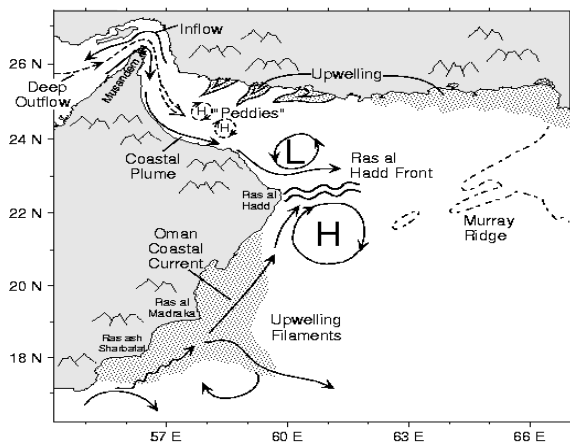
در مطالعه حاضر، از مدل MITgcm برای مدل‌سازی جبهه سطحی دریای عمان استفاده شده است. منطقه مورد مطالعه شامل قسمتی از تنگه هرمز و دریای عمان (۲۷/۳-۲۲/۵ درجه شمالی و ۶۱/۷-۵۶/۲ درجه شرقی) است. داده‌های اولیه (دما، شوری، باد، شار گرمای خالص، تبخیر و بارش) به مدل معرفی شدند. مدل برای ۱۵ سال اجرا شده تا به پایداری برسد. مقایسه خروجی‌های مدل و داده‌های اندازه‌گیری (شامل داده‌های اندازه‌گیری و ماهواره) توافق خوبی را نشان می‌دهد. نتایج مدل نشان‌دهنده وجود جبهه رأس‌الحد در سواحل جنوبی دریای عمان است که پهنای آن به‌صورت مکانی و زمانی تغییر کرده و در زمستان به علت شدت وزش بادهای شمال غربی، پهن‌تر و گسترده‌تر و در تابستان و پاییز گسترده‌تری کمتری دارد. وجود سیکلون‌ها با شعاع بیشتر در زمستان و بهار در سطح دریای عمان مشخص است. در تابستان و پاییز با افزایش ناپایداری وجود آنتی‌سیکلون‌ها در سطح دیده می‌شود که با نتایج مدل‌سازی و مشاهدات قبلی در توافق است. چگالی در مرکز این سیکلون‌ها به $1026 \frac{kg}{m^3}$ می‌رسد. بیشینه اختلاف چگالی بین شمال و جنوب دریای عمان در زمستان $(1 \frac{kg}{m^3})$ و کمینه اختلاف چگالی در پاییز $(0.5 \frac{kg}{m^3})$ محاسبه شد. افزایش گرادیان چگالی افقی در طول جبهه به افزایش سرعت قائم و ایجاد ناپایداری باروکلینیکی منجر می‌شود. عمق جبهه در زمستان بیشینه ۸۰m، در بهار کمینه ۵۵m و در تابستان و پاییز ۶۰m است. فرکانس شناوری در زمستان $0.007 s^{-1}$ ، در بهار $0.023 s^{-1}$ و در تابستان و پاییز $0.022 s^{-1}$ و نسبت بیشترین طول‌موج رشد یافته به شعاع تغییر شکل راسبی در زمستان ۱/۵، در بهار ۰/۶۵ و در تابستان و پاییز ۰/۶۱ محاسبه گردید مقدار محاسبه‌شده در زمستان به مقدار تجربی نزدیک‌تر است.

واژه‌های کلیدی: MITgcm، دریای عمان، جبهه، رأس‌الحد، سیکلون، ناپایداری باروکلینیکی، شعاع تغییر شکل راسبی

مانند نیتراها دارند و باعث اختلاط در دریاها و اقیانوس‌ها می‌شوند. سؤالی که در این پژوهش مطرح می‌شود آن است که جبهه رأس‌الحد در سواحل جنوبی دریای عمان از نوع کدام جبهه شوری، دما یا چگالی است؟ کدام یک از این سه کمیت در گسترش این جبهه سطحی مؤثرتر است؟ به‌علاوه شناخت تغییرات مکانی و زمانی این جبهه می‌تواند پاسخی بر نحوه انتقال مواد معدنی و آلودگی‌های خروجی از تنگه هرمز به سمت دریای عمان و نحوه اختلاط آن‌ها باشد. برای بررسی و نحوه تشکیل جبهه ترموهالاین، باید جریان‌های دریای عمان مدل‌سازی شود.

مهم‌ترین پدیده‌ای که در ناحیه اقیانوس هند شمالی و به‌ویژه دریای عربی وجود دارد «مونسون» است. گرچه این پدیده بر دریای عمان به مانند دریای عربی اثرگذار نیست، همچنان مونسون‌ها در این دریا نیز از اهمیت برخوردارند [۴].

سایر عناصر مهم درگیر در گردش دریای عمان، فراجوشی فصلی در ساحل ایران به سمت شمال و دینامیک میان‌مقیاس مربوط به گسترش سیستم فراجوشی سواحل جنوبی عمان به درون پیچک سیکلونی^۶ گسترش یافته رأس‌الحد است (شکل ۱).



شکل ۱. جبهه رأس‌الحد و ایجاد سیکلون در شرق حوزه مورد مطالعه

در مورد دوم، برآمدگی کم عمق بستری^۷ که در عرض دهانه دریای عمان گسترده شده سبب پیچیده شدن این پیچک‌ها شده است. جت رأس‌الحد، بسیار متغیر است، در برخی اوقات به سمت شرق گسترش می‌یابد و چنان که در شکل نشان داده شده است در سایر زمان‌ها به سمت شمال شرقی یا

۱. مقدمه

جبهه^۲ در اقیانوس به ناحیه‌ای گفته می‌شود که خصوصیات هیدرودینامیکی آن به‌طور مشخصی در فاصله‌ای به‌نسبت کوچک تغییر می‌کند. اغلب در جبهه‌ها تغییر برخی از خواص هیدرودینامیکی مانند دما، شوری یا هر دو در پهنای جبهه به‌اندازه یک مرتبه بزرگی، بیشتر از تغییرات همان خصوصیت در فاصله‌ای مشابه در طرف دیگر جبهه است. از دیدگاه دینامیکی جبهه‌ها با توجه به اثرات آن‌ها بر توزیع چگالی تقسیم‌بندی می‌شوند. اگر گرادیان چگالی افقی در ناحیه جبهه‌ای بیشینه باشد، آن جبهه را جبهه چگالی می‌نامند؛ اما اگر تغییر شوری در عرض جبهه، اثر تغییر دما را در چگالی جبران کند، آن جبهه را جبهه چگالی جبران شده می‌نامند. یک جبهه چگالی که در آن شیب هم چگال به‌طرف بالای ساحل جهت یابد، به نام جبهه پیش‌رونده^۳ و جبهه‌ای که شیب هم چگال به‌طرف پایین ساحل جهت یابد، جبهه پس‌رونده^۴ نام دارد [۱].

محدوده آبی متشکل از خلیج فارس، تنگه هرمز و دریای عمان یکی از مهم‌ترین آبراه‌ها در دنیا محسوب می‌شود که به دلایل مختلف اقتصادی و سیاسی حائز اهمیت است. اطلاع از ویژگی‌های آبنگاری^۵ و الگوی جریان‌ها در این منطقه اهمیت ویژه‌ای دارد [۳]. عمق متوسط دریای عمان ۳۰۰۰ متر و عمیق‌ترین آن نزدیک سواحل مسقط، ۳۶۹۴ متر است. عمق دریا به سمت خلیج فارس به سرعت کاهش می‌یابد [۲].

با توجه به وجود مشکلات و محدودیت‌های اندازه‌گیری میدانی در دریای عمان ناشی از عمق زیاد، استفاده از نتایج مدل‌سازی‌های انجام‌شده در این منطقه می‌تواند سبب افزایش دانش ما از ویژگی‌های اقیانوس‌شناسی این حوضه آبی شود. باوجود اینکه دریای عمان تنها راه اتصال حوضه آبی ایران به آب‌های آزاد است، مطالعات با محوریت جبهه‌های دریای عمان به‌ندرت به چشم می‌خورد، نیز در نتایج آن‌ها اختلاف‌هایی مشاهده می‌شود [۳]. به‌علاوه گردابه‌ها و جبهه‌ها نقش مهمی در انتقال انرژی، اندازه حرکت، اکسیژن محلول در آب دریا، آلودگی و مواد معدنی

گردش آب هر دو منطقه اثرگذار است [۷]. براساس اطلاعات KNMI^۸ در سال ۱۹۵۲ و ویلسون نشان‌دهنده آن است که دمای سطحی در دریای عرب، الگوی فصلی مشخصی دارد که اغلب به واسطه الگوی گرادیان دمایی معکوس شده در راستای عرض جغرافیایی مشخص می‌شود [۸،۹]. در ماه دسامبر، این الگوی دمایی نشان‌دهنده افزایش دما از شمال به جنوب از $24/5^{\circ}\text{C}$ در دریای عمان تا $25/5^{\circ}\text{C}$ در سواحل جنوب شرقی است. این اختلاف دمایی طی فوریه و مارس برجسته‌تر می‌شود، در این زمان دما در تنگه هرمز تا کمینه $22-23^{\circ}\text{C}$ کاهش می‌یابد. در ماه می و در انتهای دوره پیش مونسون^۹، تنها اختلاف دمایی اندکی در راستای عرض جغرافیایی وجود دارد. در این زمان دما از دریای عمان تا ساحل جنوب شرقی $28-29^{\circ}\text{C}$ افزایش خواهد داشت. با شروع مونسون جنوب غربی در ماه ژوئن، این الگوی دمایی معکوس شده و در ماه اوت کاهش قابل توجهی در دما از شمال به جنوب مشاهده می‌شود. به طوری که دما در دریای عمان تا حدود 2°C بالا می‌رود، اما دمای جنوب شرقی عمان تا 2°C کاهش می‌یابد [۸،۹]. تغییرات دمایی فصلی و در راستای عرض جغرافیایی به گونه‌ای که نتایج KNMI (<http://projects.knmi.nl/>) و ویلسون نشان می‌دهد، همراه با تغییرات زمانی در گرمای خالص دریافتی، تبادل گرما بین دریای عمان و شمال دریای عرب نیز دارای تغییرات فصلی است. در زمستان دریای عمان از سطح، گرما از دست می‌دهد، وقتی که مونسون شمال شرقی یک چرخش پادساعتگرد در دریای عرب ایجاد می‌کند شاید آب گرم از جنوب به سمت شمال در امتداد لبه شرقی گردابه، منتقل شده و در نهایت به دریای عمان می‌رسد. در تابستان دریای عمان از سطح، گرما به دست می‌آورد اما مونسون جنوب غربی یک گردش ساعتگرد ایجاد می‌کند و سبب تولید فراجوشی شدید در دریای عرب می‌شود؛ بنابراین آب سرد فراجوشی شده از ساحل جنوبی دریای عربی به سمت دریای عمان هدایت می‌شود [۸،۹].

جنوب شرقی گسترش می‌یابد. این پدیده همچنین به جبهه رأس‌الحد موسوم است زیرا مرز فصلی بین دریای عربی و دریای عمان را شکل می‌دهد. در هنگام مونسون تابستانی انتقال جت رأس‌الحد دست کم $(10^6 \text{ m}^3 \text{ Sv})$ است [۵].

از بررسی‌هایی که فلنگ و کیم در ۱۹۹۵ انجام دادند معلوم شد که جت رأس‌الحد در آگوست ۱۹۹۵ شدت می‌یابد. جهت این جت از شمال تا جنوب تغییر می‌کند تا به شارش در امتداد جبهه رأس‌الحد می‌پیوندد. آن‌ها چنین دریافتند که وارونگی در امتداد ساحل شمال شرقی عمان در آگوست به تشدید یا انتشار یک پیچک سیکلونی در دریای عمان در هنگام این دوره مرتبط است [۵].

به طور مشابه پیشنهاد کردند که چنین پیچکی می‌تواند در دینامیک جت رأس‌الحد، همچنان که به سمت دور از ساحل گسترش می‌یابد، نقش داشته باشد. تصور می‌شود که به سمت جنوب یک پیچک آنتی سیکلونی شکل می‌گیرد در حالی که به سمت شمال در دریای عمان یک پیچک سیکلونی شکل می‌گیرد که هر دوی این‌ها ناشی از گسترش جت رأس‌الحد به درون دریای آزاد عربی است. در حالی که پیچک آنتی سیکلونی به سمت جنوب مشاهده شده است هنوز هیچ ارتباطی بین جت رأس‌الحد و پیچک سیکلونی در دریای عمان گزارش نشده است [۵]. برهم کنش جبهه رأس‌الحد با شارش ساحلی، برآمدگی بستری و پیچک‌ها هنوز به خوبی درک نشده است. در برخی از داده‌های دمای سطحی آب ماهواره‌ای، جابه‌جایی‌ها در دوقطبی (منظور از دوقطبی، نوسانات دمای سطح دریا در دریای عرب نسبت به خلیج بنگال است که گرم‌تر یا سردتر از آن می‌شود که به عنوان نینو هند (Indian Nino) شناخته می‌شود.) به شکست و انتشار رو به شمال مؤلفه سیکلونی به درون دریای عمان منجر می‌شود [۶]. شوری سطحی دریای عمان کمتر از شوری سطحی قسمت جنوبی و مرکزی خلیج فارس است و دمای سطحی در زمستان بیشتر از دمای سطحی خلیج فارس و در تابستان کمتر از آن است. در این دریا تبادل جرم و گرما با خلیج فارس و شمال دریای عرب صورت می‌گیرد. تبادل آب دریای عمان به‌ویژه با خلیج فارس بر الگوی

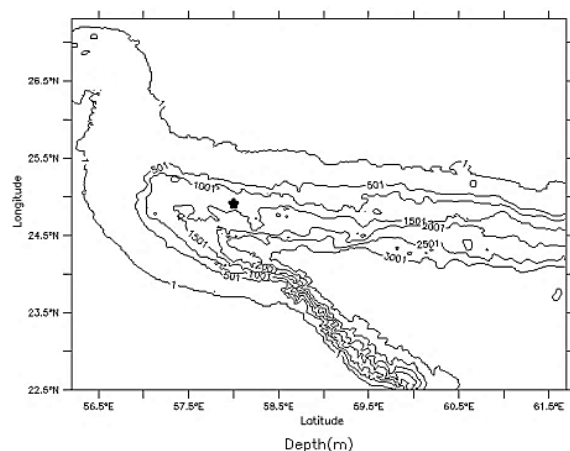
تفکیک مکانی در راستای مداری و نصف‌النهاری ۱۸۵۲ متر بوده و برای حل دقیق معادله‌های در ناحیه پیکنوکلاین مدل در راستای محور z به ۲۵ لایه با تفکیک مکانی متغیر از ۵ تا ۱۰۰ متر (تا عمق ۸۰۰ متری) تقسیم شده است.

داده‌های ورودی این مدل شامل داده‌های دمای سطحی (6SST)، شوری سطحی (7SSS) از سایت 8nodc و میانگین ۳۰ ساله (۲۰۰۹-۱۹۷۹) تنش باد، تابش طول موج بلند، تابش طول موج کوتاه، گرمای نهان، بارش و تبخیر به صورت ماهیانه و داده‌های دما و شوری در لایه‌های مختلف به صورت ماهانه است که از سایت 9GODAS گرفته شده است. داده‌های دامنه و فاز کشندی از TOPEX8-atlas دریافت و با استفاده از جعبه‌ابزار 2TMD دامنه سرعت کشندی برحسب m/s و فاز برحسب درجه، ۸ جزء کشندی (M_2 ، K_2 ، N_2 ، K_1 ، O_1 ، P_1 و Q_1) استخراج شده و به مدل معرفی شدند. سپس با فراخوانی کدهای مدل برای حل معادله‌های اندازه حرکت در راستای افقی و قائم، پیوستگی، معادله حالت و معادله‌های فرارفتی محاسبه می‌شود و پس از اجرای مدل ضرایب ثابت آن برای صحت‌سنجی مدل تعیین شده‌است. برای تعیین گام زمانی مناسب برای پایداری مدل، از شرط عدد کورانت استفاده شد. شرط کورانت به صورت $\delta t < \frac{\Delta x}{u}$ است که در آن Δx معرف دقت مدل‌سازی در راستای مداری و u بیشینه سرعت افقی است. بنابراین گام زمانی مدل‌سازی این پژوهش به صورت $\delta t < \frac{1852}{2} = 926 s$ محاسبه شد. اما گام زمانی مدل باید کمتر از ۹۲۶ ثانیه انتخاب می‌شد. برای تأمین پارامتر پایداری اصطکاک لاپلاس، پارامتر پایداری نوسانات اینرسی، پارامتر پایداری امواج گرانشی داخلی و شرط فرارفت کورانت عدد گام زمانی ۶۰ ثانیه در نظر گرفته شد. مدل برای ۱۵ سال (تا سال ۲۰۰۹) اجرا شده تا به پایداری (تغییرات زمانی دما و شوری ثابت شود) برسد (شکل ۳) سپس خروجی‌های مدل با داده‌های ماهیانه دما و شوری 1Woa2009 مربوط به سال ۲۰۰۹ مقایسه شدند (داده‌های WOA2009 شامل سه مرکز داده است: مرکز داده‌های آب‌وهوا (2NCDC)، مرکز ملی داده‌های ژئوفیزیک (3NGDC)، مرکز ملی اطلاعات

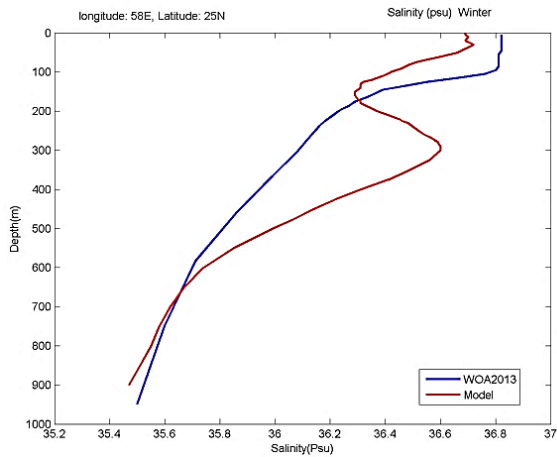
۲. مواد و روش‌ها

در این تحقیق از مدل MITgcm برای مدل‌سازی پارامترهای هیدروفیزیکی دریای عمان استفاده شده‌است. این مدل در راستای قائم از شبکه کارتیزین استفاده می‌کند و در آب‌های کم‌عمق و عمیق کارایی دارد و با تقریب‌های هیدرواستاتیکی و غیرهیدرواستاتیکی قابل‌اجرا است. در این مدل از روش حجم محدود برای گسسته‌سازی معادله‌های استفاده می‌شود و می‌تواند هندسه بی‌قاعده عمق‌سنجی را نیز با استفاده از شبکه خمیده^{۱۰} متعامد و سلول‌های تراشیده^{۱۱} پشتیبانی کند. از خصوصیات قابل توجه این مدل آن است که شبکه افقی می‌تواند به صورت مختصات کروی یا دکارتی به همراه صفحه f (فرکانس کوریولیس ثابت) یا صفحه β (فرکانس کوریولی با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند). انتخاب شود. شبکه قائم از سطوح ثابت z استفاده می‌کند، برای گسسته‌سازی گام زمانی می‌تواند از روش جهش قورباغه‌ای^{۱۲} یا روش آدامز بشفورده^{۱۳} استفاده کند، شرایط مرزی آن شامل، مرز سخت، سطح آزاد، سطح آزاد غیرخطی است. سلول‌های جزئی برای ارائه نمایش بهتر عمق‌سنجی استفاده می‌شود [۱۰].

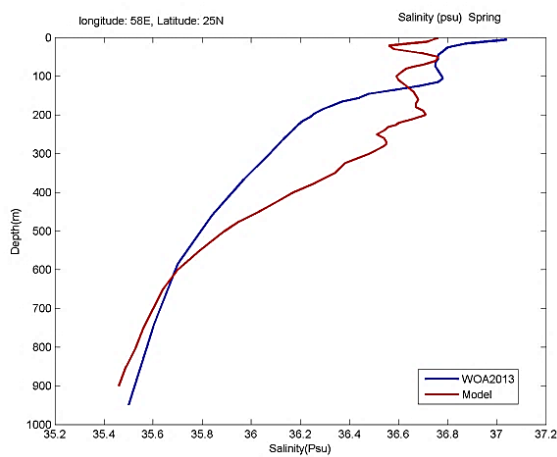
در این تحقیق عمق‌سنجی در محدوده $27/3^{\circ}N - 22/5^{\circ}N$ و $61/7^{\circ}E - 56/2^{\circ}E$ از سایت 4GEBCO با دقت ۱۵۱ دقیقه (۱۸۵۲ متر) دریافت و به صورت یک ماتریس با ابعاد 288×33 با فرمت مناسب به مدل معرفی شده است (شکل ۲).



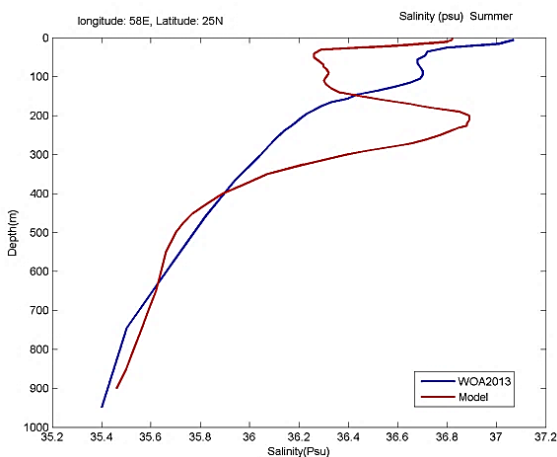
شکل ۲: عمق‌سنجی مورد استفاده در مدل. علامت محل صحت‌سنجی خروجی مدل و داده‌های دما و شوری WOA2009 است.



شکل ۵. تغییرات شوری با عمق در زمستان (سال آخر مدل‌سازی) در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)

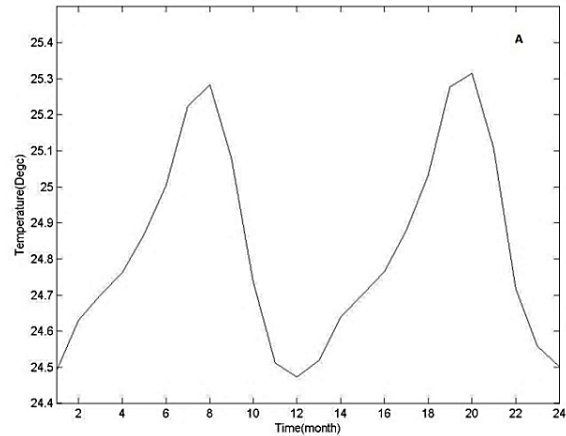


شکل ۶. تغییرات شوری با عمق در بهار (سال آخر مدل‌سازی) در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)

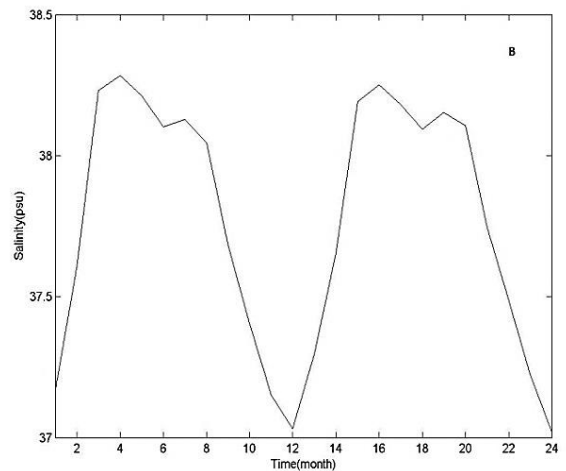


شکل ۷. تغییرات شوری با عمق در تابستان (سال آخر مدل‌سازی) در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)

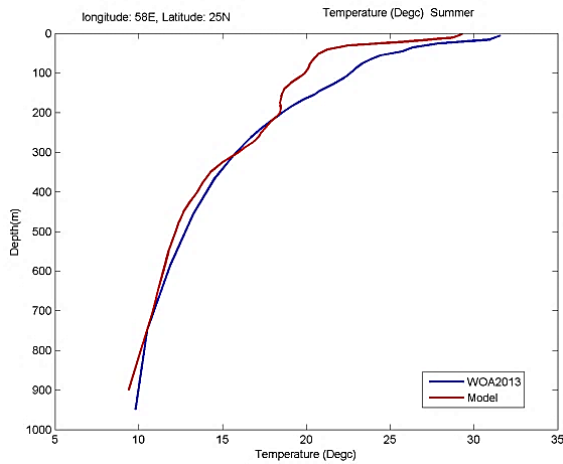
اقیانوسی (NOODC^{۲۴}). مرکز ملی اطلاعات اقیانوسی خود شامل مرکز توسعه داده‌های ساحلی ملی (NOAA^{۲۵}/NCDDC) است و داده‌های ماهواره و اندازه‌گیری را شامل می‌شود. در موقعیت $58^{\circ}E$ و $25^{\circ}N$ (شکل ۲) صحت‌سنجی شده که نتایج با درصد خطای ناچیز قابل قبول است (شکل‌های ۴ تا ۱۱ خروجی‌ها مدل و داده‌های مشاهداتی است که با نرم‌افزار متلب رسم شده‌اند).



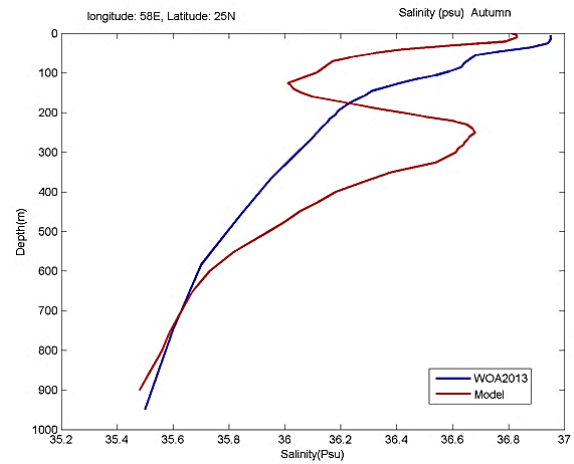
شکل ۳. تغییرات دما به صورت ماهیانه در دو سال آخر مدل‌سازی



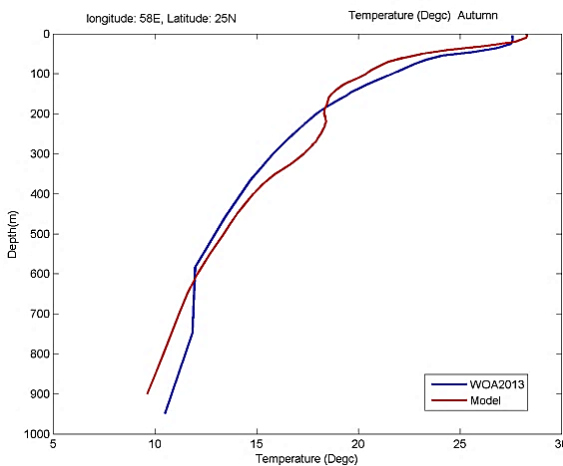
شکل ۴. تغییرات شوری به صورت ماهیانه در دو سال آخر مدل‌سازی.



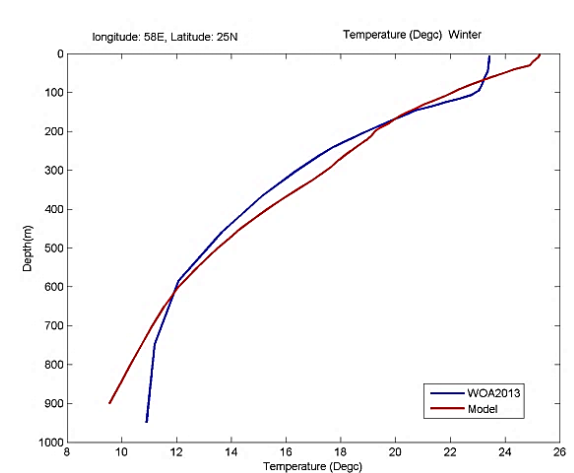
شکل ۱۱. تغییرات دما با عمق در پاییز (سال آخر مدل‌سازی در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)



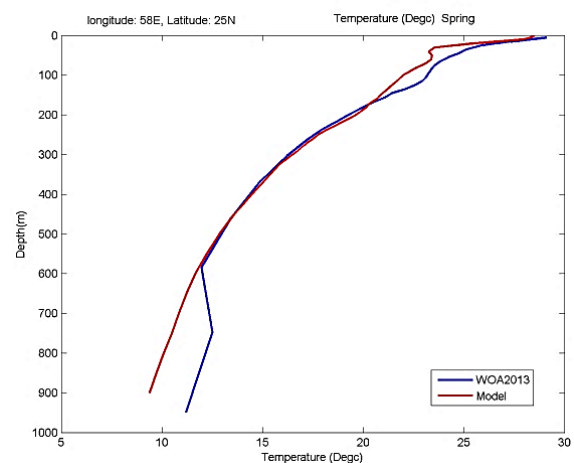
شکل ۸. تغییرات شوری با عمق در پاییز (سال آخر مدل‌سازی در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)



شکل ۱۲. تغییرات دما با عمق در تابستان (سال آخر مدل‌سازی در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)



شکل ۹. تغییرات دما با عمق در زمستان (سال آخر مدل‌سازی در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)



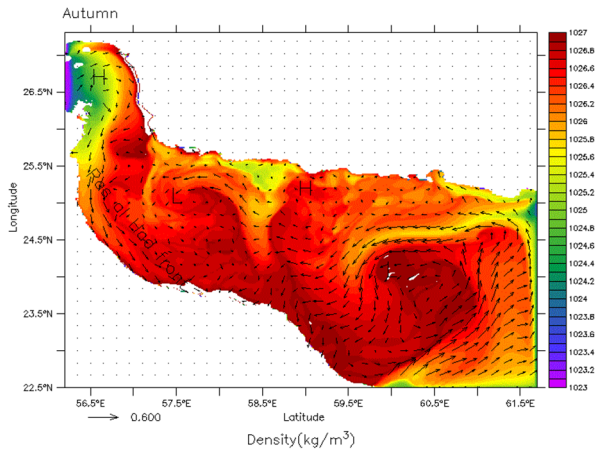
شکل ۱۰. تغییرات دما با عمق در بهار (سال آخر مدل‌سازی در موقعیت (۲۵°N و ۵۸°E)

۳. نتایج

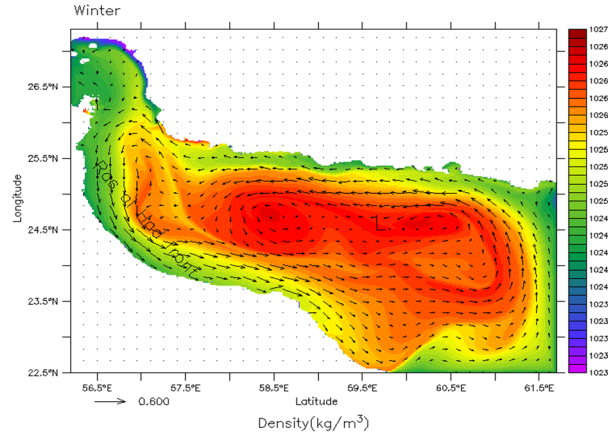
شکل‌های ۱۳ تا ۱۶ چگالی شبیه‌سازی شده سطحی را به همراه بردارهای جریان برای فصل‌های مختلف نشان می‌دهد. در این شکل‌ها جبهه رأس الحد، گرداب‌های سیکلون و آنتی سیکلون ایجاد شده در دریای عمان مشخص شده است و به منظور درک بهتر الگوی اختلاط در دریای عمان، تغییرات شوری سطحی نیز برای فصل‌های مختلف در شکل‌های ۱۷ تا ۲۰ و تغییرات دمای سطحی نیز در شکل‌های ۲۱ تا ۲۴ رسم شده است. در این شکل‌ها پهنا و گستردگی جبهه رأس الحد با خط تیره مشخص است. وجود چرخابه‌های سطحی ضمن ایجاد شرایط اختلاط باعث کاهش گرادیان پارامترهای فیزیکی آب در راستای افقی شده است. تغییرات شوری و چگالی با عمق در مقطع عرضی در طول جغرافیایی ۵۷ درجه

مدل مشخص است که با نتایج عظام و همکاران (شکل ۲۶) توافقی دارد [۱۱].

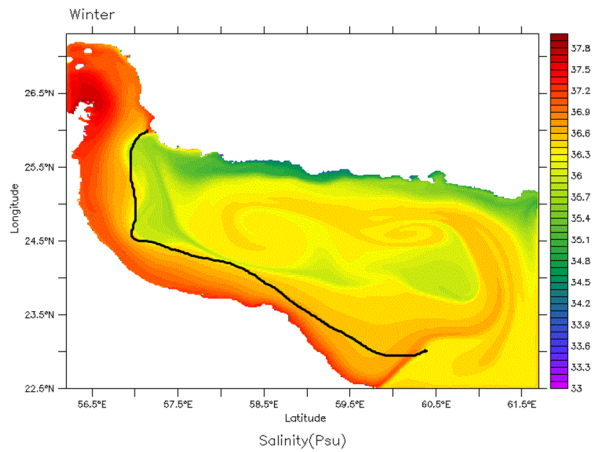
شرقی برای فصل‌های مختلف در شکل ۲۵ رسم شده است. وجود سیکلون‌ها، آنتی سیکلون‌ها و جبهه رأس الحد در نتایج



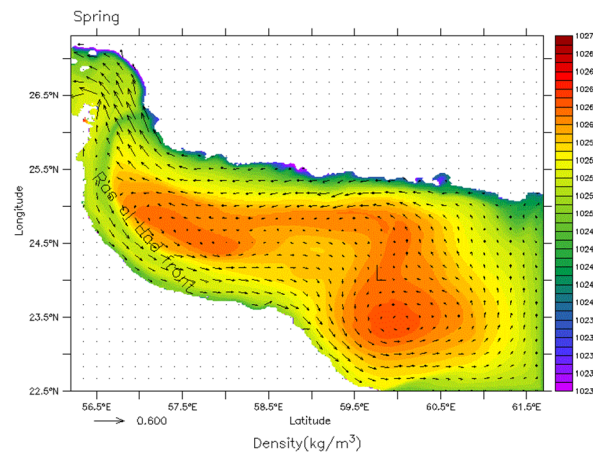
شکل ۱۳. چگالی سطحی و بردارهای جریان سطحی مدل‌سازی در فصل زمستان، جبهه رأس الحد و سیکلون سطحی مشخص شده است.



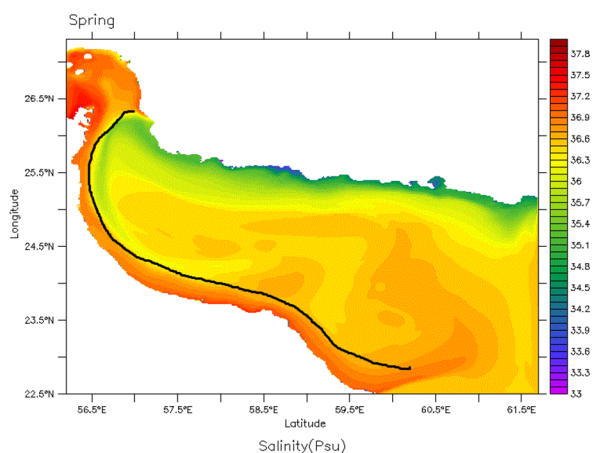
شکل ۱۴. چگالی سطحی و بردارهای جریان سطحی مدل‌سازی در فصل بهار، جبهه رأس الحد و سیکلون سطحی مشخص شده است.



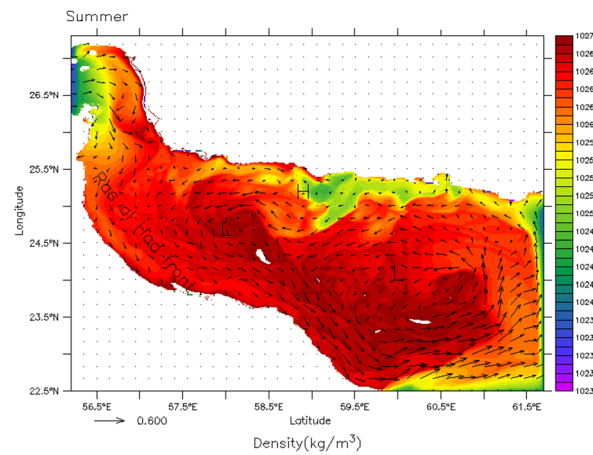
شکل ۱۵. شوری سطحی مدل‌سازی در فصل بهار، جبهه ایجادشده با رأس الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



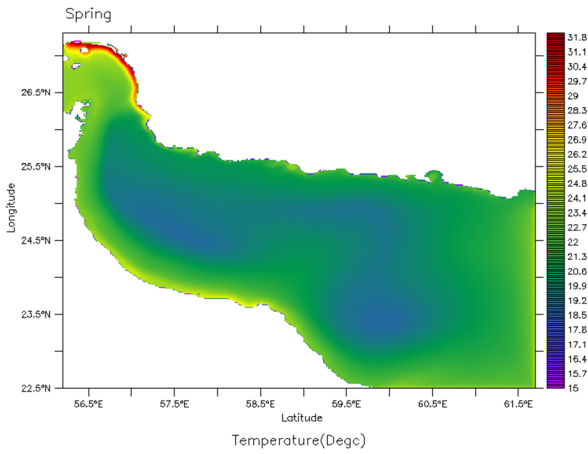
شکل ۱۶. چگالی سطحی و بردارهای جریان سطحی مدل‌سازی در فصل تابستان، جبهه رأس الحد و سیکلون‌های سطحی مشخص شده است.



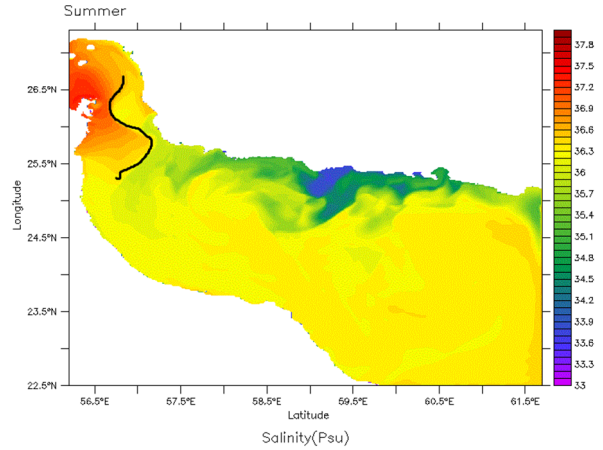
شکل ۱۷. شوری سطحی مدل‌سازی در فصل بهار، جبهه ایجادشده با رأس الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



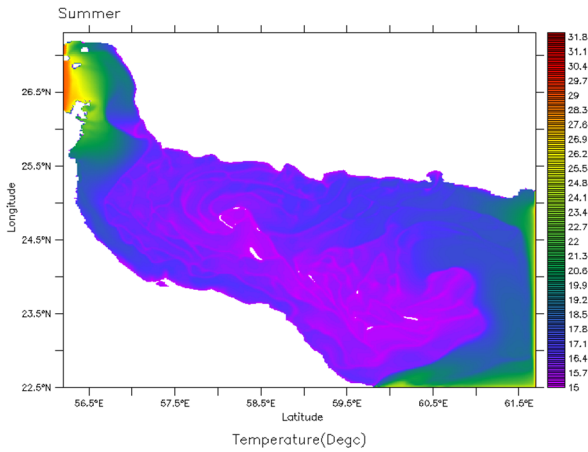
شکل ۱۸. چگالی سطحی و بردارهای جریان سطحی مدل‌سازی در فصل تابستان، جبهه رأس الحد و سیکلون‌های سطحی مشخص شده است.



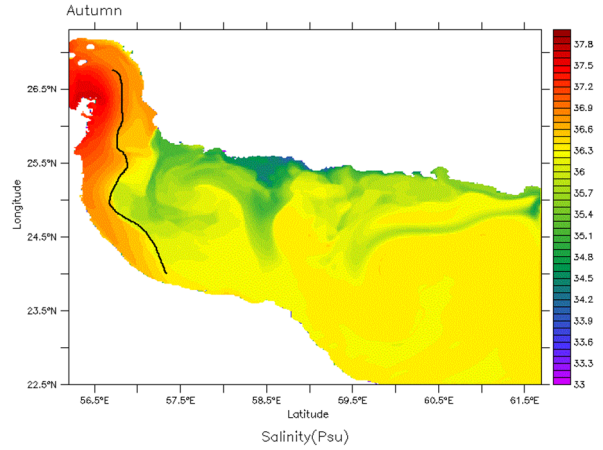
شکل ۱۹. دمای سطحی مدلسازی در فصل بهار، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



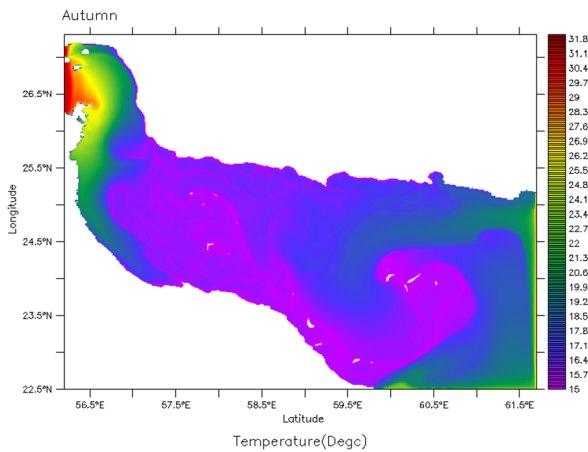
شکل ۲۰. شوری سطحی مدلسازی در فصل تابستان، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



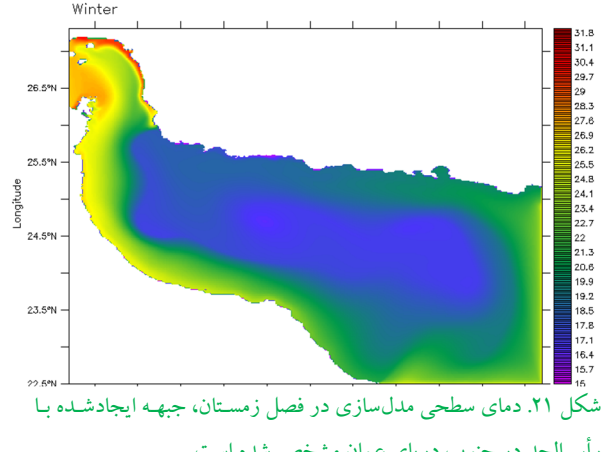
شکل ۲۱. دمای سطحی مدلسازی در فصل پاییز، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



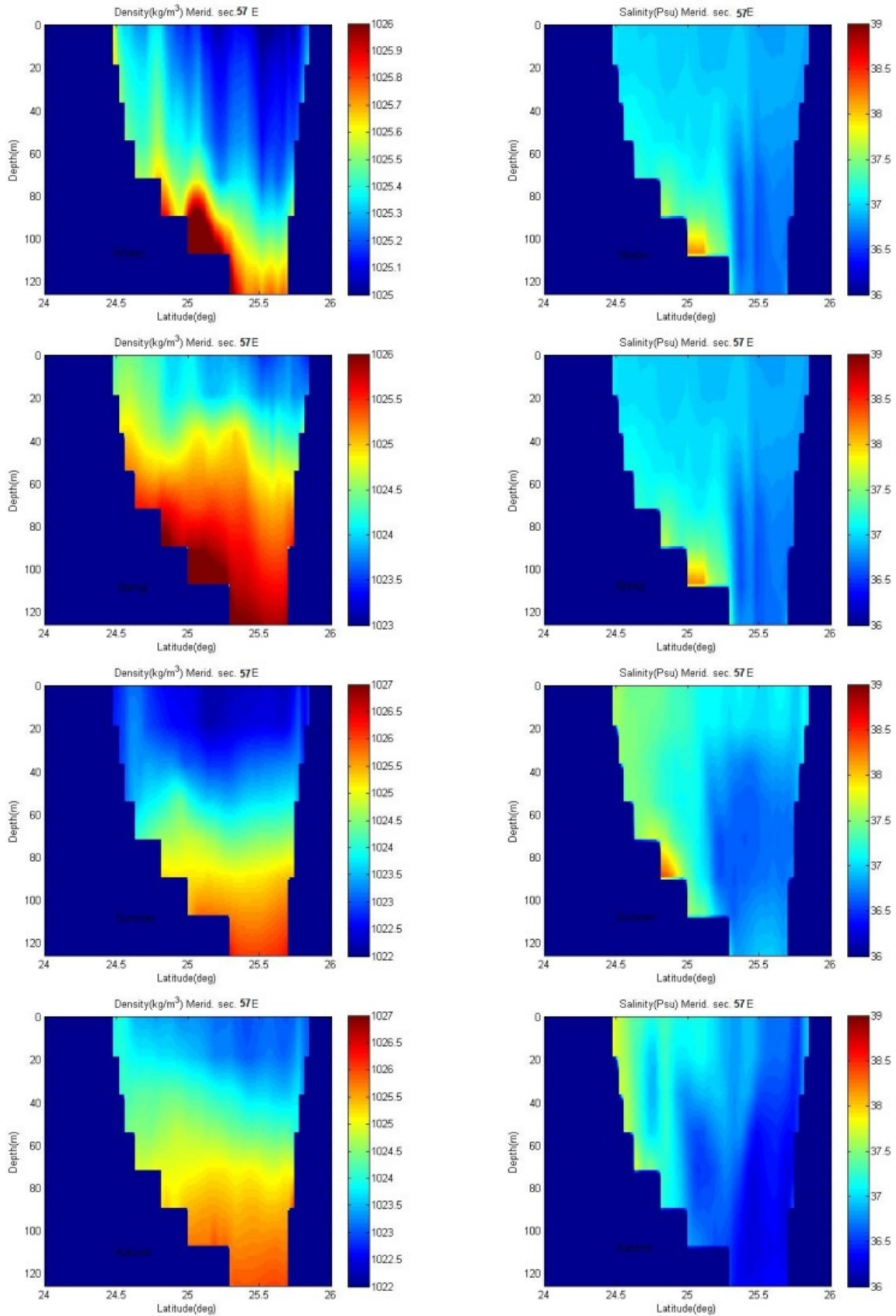
شکل ۲۲. شوری سطحی مدلسازی در فصل زمستان، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



شکل ۲۳. دمای سطحی مدلسازی در فصل بهار، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



شکل ۲۴. شوری سطحی مدلسازی در فصل تابستان، جبهه ایجادشده با رأس‌الحد در جنوب دریای عمان مشخص شده است.



شکل ۲۵ الف). تغییرات شوری با عمق مدل در مقطع عرضی در طول جغرافیایی ۷۷°E (از بالا به پایین).

شکل ۲۵ ب). تغییرات چگالی با عمق مدل در مقطع عرضی در همان طول جغرافیایی در زمستان، بهار، تابستان و زمستان (از بالا به پایین).

کم شور دریای عمان) دانست. در ناحیه جبهه، گرادیان مکانی و زمانی شوری باعث ایجاد گرادیان افقی چگالی شده که نتیجه آن ناپایداری باروکلینیکی (رابطه ۱) است.

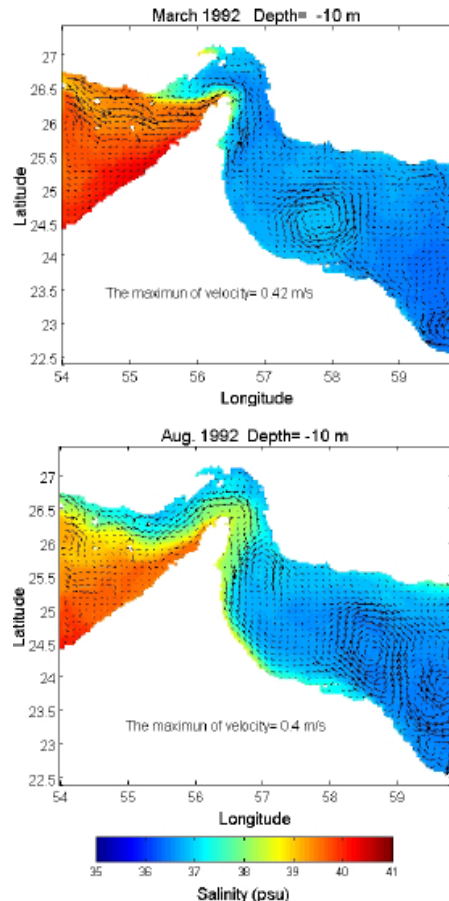
$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (1)$$

طبق رابطه ۱، گرادیان افقی چگالی باعث ایجاد برش سرعت جریان با عمق می شود و ایجاد ناپایداری باروکلینیکی و حرکت جبهه روبه جلو می شود. در تابستان و پاییز به دلیل رشد ناپایداری، گرداب های سیکلون و آنتی سیکلون میان مقیاس ۲۶ رشد کرده و در زمستان این گرداب ها ضعیف تر بوده اند. به نظر می رسد که باد بر شدت جبهه رأس الحد تأثیر دارد به طوری که بادهای شمال غربی که در زمستان قوی تر هستند را بیشتر به سمت دریای عمان گسترش می دهند. با کاهش سرعت باد در بهار، ورود آب سطحی کم شور دریای عمان به سمت خلیج فارس افزایش یافته است. به علاوه افزایش شوری سطحی دریای عمان نسبت به بقیه فصل ها را می توان ناشی از شدت وزش بادهای شمال غربی در این فصل و افزایش تبخیر نسبت به فصل های دیگر دانست.

با افزایش گرادیان سرعت قائم به علت گرادیان چگالی افقی، ناپایداری در مقیاس بزرگ رخ می دهد. این نوع همرفت به علت انحراف از جزء قائم جریان همرفت رخ می دهد که انحراف همرفت نامیده می شود [۱۲]. شکل ۲۴ نشان دهنده تغییرات شوری و چگالی با عمق در مقطع عرضی در طول جغرافیایی ۵۷ درجه شرقی در شرق تنگه هرمز، برای فصل های مختلف است. این تصاویر نشان دهنده ایجاد ناپایداری باروکلینیکی و تبدیل انرژی پتانسیل به جنبشی است. معادله های حاکم بر اختلال در جبهه به صورت زیر نوشته می شود:

$$\begin{aligned} u_t + uu_x + vv_y - fv &= -\rho_0^{-1} p_x \\ v_t + uv_x + vv_y + fu &= -\rho_0^{-1} p_y \\ 0 &= -p_z - \rho g \\ u_x + v_y + w_z &= 0 \\ \rho_t + u\rho_x + v\rho_y + w\rho_z &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

که در آن ρ_0 چگالی مرجع، (u, v, w) اجزاء سرعت، p و ρ به ترتیب چگالی و فشار ناشی از تغییرات در جبهه است. با



شکل ۲۶. نتیجه مدل سازی متوسط ماهیانه شوری و جریان سطحی در ماه مارس (بالا) و ماه آگوست (پایین) توسط عظام و همکاران [۱۱].

۴. بحث و نتیجه گیری

با توجه به نتایج اجرای مدل در این مطالعه، ساختار جبهه رأس الحد در جنوب دریای عمان با میدان های شوری در جریان های مرزی بین جریان ورودی و خروجی به دریای عمان اهمیت بیشتری دارد. گسترش جبهه آب شور سطحی ورودی از خلیج فارس به دریای عمان به صورت مکانی و زمانی (با تغییر فصل) تغییر می کند. جبهه شوری در فصل زمستان و بهار تا طول جغرافیایی ۶۰ درجه، در فصل تابستان تا ۵۷ درجه و در فصل پاییز تا ۵۷/۵ درجه می رسد. شدت وزش بادهای شمال غربی به خصوص در زمستان باعث گسترش بیشتر جبهه رأس الحد در این فصل نسبت به تابستان و پاییز می شود. بیشترین پیش رفتگی آب شور سطحی خلیج فارس به دریای عمان در فصل زمستان و کمترین در فصل تابستان است که می توان آن را به دلیل گرادیان افقی چگالی بین دو جرم آب (آب بسیار شور خلیج فارس و آب

به صورت مشخص از نتایج دیده می‌شود وجود آبی با چگالی کمتر در سمت سواحل ایران ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۴-۱۰۲۴) (شکل‌های ۱۳ تا ۱۶) ناشی از شوری کم‌تر (۳۲-۳۳) (شکل‌های ۱۷ تا ۲۰) و چگالی بیشتر در سمت سواحل جنوبی دریای عمان ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۵-۱۰۲۶) ناشی از شوری بیشتر (۳۶-۳۷ psu) است که مرز تقریباً مشخصی به عنوان جبهه در دریای عمان پدید آورده است. این جبهه سطحی به علت حضور جبهه رأس الحد حضور دارد. به علاوه جبهه بین ناحیه شمال و جنوب دریای عمان نیز به صورت فصلی تغییراتی نشان می‌دهد. چگالی قسمت جنوبی دریای عمان در زمستان ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۵) با شوری (۳۷-۳۷ psu) و دمای ($^{\circ}C$ -۲۰) و در شمال دریای عمان چگالی ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۴) با شوری (۳۶ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۱۸-۲۰) (شکل‌های ۱۳ و ۱۷)، چگالی قسمت جنوبی در بهار ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۵) با شوری (۳۷ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۲۱-۲۲) و چگالی در قسمت شمالی ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۴) با شوری (۳۵ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۲۱-۲۲) و دما در تنگه هرمز ($^{\circ}C$ ۲۲-۲۳) موافق با نتایج (۱۹۵۲) KNMI و ویلسون و همکاران (۲۰۰۹) است (شکل‌های ۱۴ و ۱۸). چگالی در قسمت جنوبی در تابستان ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۶) با شوری (۳۶ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۱۸) و در قسمت شمالی چگالی ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۵) با شوری (۳۵ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۱۸-۱۹) (شکل‌های ۱۴ و ۱۸) و چگالی قسمت جنوبی در پاییز ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۶) با شوری (۳۶ psu) با دمای ($^{\circ}C$ ۱۶-۱۷) و چگالی در قسمت شمالی ($\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۵) با شوری (۳۵ psu) و دمای ($^{\circ}C$ ۱۷-۱۸) (شکل‌های ۱۶ و ۲۰) است. اختلاف چگالی بین قسمت جنوب و شمال دریای عمان در زمستان ($\frac{kg}{m^3}$ ۴۱)، در بهار ($\frac{kg}{m^3}$ ۴۱/۵)، در تابستان ($\frac{kg}{m^3}$ ۴۱) و در پاییز ($\frac{kg}{m^3}$ ۴۰/۵) است که در نتایج (۱۹۵۲) KNMI بیشینه اختلاف دما در پاییز به میزان $^{\circ}C$ ۲ پیش‌بینی شده است. بنابراین اختلاف چگالی در فصل زمستان و بهار قوی‌تر برآورد می‌شود. سرعت جریان سطحی در شمال دریای عمان (سواحل ایران) به سمت خلیج فارس در تابستان و پاییز بیشتر است که باعث ایجاد سیکلون‌های قوی‌تری نسبت به زمستان و بهار شده است که با نتایج اکبری و همکاران در سال ۱۳۹۵ توافق دارد. چگالی در

استفاده از معادله‌های اندازه حرکت معادله تا وایی بیان می‌شود. با به کارگیری عملیات ریاضی و برخی فرضیات [۱۷]، سرعت فاز C به صورت زیر بیان می‌شود:

$$C = \frac{U_0}{2} \pm \frac{U_0}{\alpha H} \left[\left(\frac{\alpha H}{2} - \tanh \frac{\alpha H}{2} \right) \left(\frac{\alpha H}{2} - \coth \frac{\alpha H}{2} \right) \right]^{0.5}$$

$$\alpha = \frac{NH}{f}$$
(۳)

جایی که U_0 و α به ترتیب سرعت در $Z = H$ و شعاع تغییر شکل راسبی و N فرکانس شناوری است که به صورت $N = \left(\frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{0.5}$ محاسبه می‌شود و f پارامتر کوریولی و H عمق جبهه است. شرایط بحرانی برای حل معادله به صورت زیر است:

$$\frac{\alpha_c H}{2} = \coth \left(\frac{\alpha_c H}{2} \right)$$
(۴)

اندیس c اندازه بحرانی شعاع تغییر شکل راسبی است؛ بنابراین شرط ناپایداری باروکلینیک برای موج با طول موج مداری به صورت زیر است:

$$\lambda > 2.6\alpha$$
(۵)

طول موجی که دارای بیشترین رشد است به صورت معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$\lambda_{\max} = 3.9\alpha$$
(۶)

طبق رابطه‌های بیان شده و با توجه به شکل ۲۴ مقدار فرکانس شناوری در زمستان تقریباً s^{-1} ۰/۰۷۵، در بهار s^{-1} ۰/۰۲۳، در تابستان و پاییز s^{-1} ۰/۰۲۲ و عمق جبهه در زمستان m ۸۰، در بهار m ۵۵ و در تابستان و پاییز m ۶۰ محاسبه می‌شود. بنابراین مقدار λ/α در زمستان ۱/۵، در بهار ۰/۶۵ و در تابستان و پاییز ۰/۶۱ محاسبه می‌شود که عدد محاسبه شده در زمستان به محاسبه تجربی معادله ۶ نزدیک‌تر بوده است.

وجود سیکلون‌ها و جبهه رأس الحد در فصل‌های مختلف در نتایج مدل (شکل‌های ۱۳ تا ۱۶) قابل مشاهده است (شکل ۲۶) در توافق است. شوری در جنوب دریای عمان در زمستان ۳۷ psu، در بهار ۳۷ psu، در تابستان ۳۶ psu و در پاییز ۳۶ psu، مدل‌سازی شده است (شکل ۱۷ و ۱۹). آن چه که

- [4] Kumar PH, Radhakrishnan KG. Transmission Loss Variability Associated with Upwelling and Downwelling Off the Southwest Coast of India. Defence Science Journal. 2010 Aug 24;60(5):476-82.
- [5] L'Hégaret P, Duarte R, Carton X, Vic C, Ciani D, Baraille R, Corréard S. Mesoscale variability in the Arabian Sea from HYCOM model results and observations: impact on the Persian Gulf Water path. Ocean Science. 2015;11(5):667-93.
- [6] Smitha A, Joseph KA, Jayaram C, Balchand AN. Upwelling in the southeastern Arabian Sea as evidenced by Ekman mass transport using wind observations from OSEANSAT-SCATTEROMETER. Indian Journal of Geomarine Sciences. 2014;43(1):111-16.
- [7] Reynolds RM. Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition. Marine Pollution Bulletin. 1993 Jan 1;27:35-59.
- [8] Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI). 1952. Pub. No.135. p.31. Available from: <http://projects.knmi.nl/>.
- [9] Wilson C, Sinha B, Williams RG. The effect of ocean dynamics and orography on atmospheric storm tracks. Journal of Climate. 2009 Jul;22(13):3689-702.
- [10] Adcroft A, Campin JM, Dutkiewicz S, Evangelinos C, Ferreira D et al. MITgcm user manual [Internet]. 2018 [update 2018 Jan 23; cited 2018 Feb 10]. Available from: http://mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html.
- [11] Ezam M, Bidokhti AA, Javid AH. Numerical simulations of spreading of the Persian Gulf outflow into the Oman Sea. Ocean Science. 2010 Oct 11;6(4):887-900.
- [12] Vallis GK. Atmospheric and oceanic fluid dynamics. Cambridge University Press; 2017 Jun 8. p.745.
- [13] Pous SP, Carton X, Lazure P. Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman result from the GOGP99 Experiment. Journal of geophysical research ocean. 2004;109(c12038).

مرکز این سیکلون ها $1026 \frac{kg}{m^3}$ برآورد می شود که نسبت به آب های اطراف منطقه مورد مطالعه بیشتر است. آب سطحی خلیج فارس از طریق تنگه هرمز با شوری و چگالی بیشتر به سمت جنوب دریای عمان رفته و باعث ایجاد جبهه و پیچک های متعددی شده است. محل و شعاع این پیچک ها به صورت فصلی تغییر می کند. شعاع سیکلون ها در زمستان و بهار گسترده تر از پاییز و تابستان بوده است که علت آن وجود ناپایداری بیشتر در تابستان و پاییز است. به علاوه در تابستان و پاییز آنتی سیکلون ها در دریای عمان به علت افزایش ناپایداری قابل مشاهده است. جبهه ایجاد شده به وسیله رأس الحد در جنوب دریای عمان در تابستان به علت وجود بادهای موسمی تابستانی گسترده تر و پهن تر (شکل های ۱۹ و ۲۳) و در زمستان به علت وجود بادهای موسمی زمستانی باریک تر (شکل های ۱۷ و ۲۰) و در بهار که دوره گذار از بادهای موسمی است، نتوانسته است در جنوب دریای عمان به خوبی پیشروی کند (شکل های ۱۸ و ۲۲). این مشاهده با نتیجه پووس، اکبری و KNMI در توافق است [۱۳، ۳، ۸]. اما پیشنهاد آنان در رابطه با احتمال انتقال توده خروجی از خلیج فارس در لایه سطحی با این جریان را رد می کند، زیرا جریان های بالادست و ویژگی های دما و شوری در ساحل جنوبی در سطح، انتقال توده خروجی از خلیج فارس در این لایه را تأیید نمی کند.

منابع

- [۱] سیوف مریم. فرآیندهای اختلاط در امتداد جبهه چگالی، جبهه های تنگه هرمز [رساله دکتر]. خرمشهر: دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر؛ ۱۳۹۲.
- [۲] کمپجانی فرشته، چگینی وحید، بنازاده ماهانی محمد رضا، سنجانی محمد سعید. بررسی تغییرات فیزیکی آب های خلیج چابهار در مونسون زمستانه (۱۳۸۵-۱۳۸۶). فیزیک زمین و فضا. ۱۳۹۰؛ ۳۷(۴):۱۹۵-۲۱۶.
- [۳] اکبری پرستو. مدل سازی عددی گردش آب در دریای عمان با استفاده از مدل FVCOM [رساله دکتر]. خرمشهر: دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر؛ ۱۳۹۵.

پی نوشت

1. MIT General Circulation Model
2. Front
3. Prograde Front
4. Retrograde Front
5. Hydrology
6. Filaments

7. Murray Ridge
8. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
9. Premonsoon
10. Curvilinear
11. Shaved Cells
12. Leap_Frog
13. Adams-Bashforth
14. General Bathymetric Chart of the Oceans
15. Geographic information system
16. Sea Surface Temperature
17. Sea Surface Salinity
18. National Oceanographic Data Center
19. Global Ocean Data Assimilation System
20. Tide Model Driver
21. World Ocean Atlas 2009
22. National Oceanographic Data Center
23. National Geophysical Data Center
24. National Oceanographic Data Center
25. National Coastal Data Development Center
26. Mesoscale