

بررسی تغییرات دما و شوری سطح دریای عربی از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷

سعید ملاسماعیل پور^۱، مهدی محمد مهدی زاده^{۲*}، اسماعیل حسن زاده^۳، محمد رضا خلیل آبادی^۴

Mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

۱- دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان

۲- استادیار دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان (مسئول مقاله)

۳- استاد دانشکده فیزیک، دانشگاه اصفهان

۴- پژوهشیار دانشگاه صنعتی مالک اشتر شیراز

چکیده

روند گرمایشی در اقیانوس هند سهم عمده ای در روند کلی میانگین گرمایش سطح اقیانوس های جهانی دارد که در این میان سهم دریای عربی بنابر شرایط خاص حاکم بر آن به لحاظ جغرافیایی و بادهای مونسون قابل توجه است. در این پژوهش تغییرات درون و بین سالانه دما و شوری سطح دریای عربی از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ با استفاده از مدل MITgcm، با دقیق ترین اطلاعات عمق سنجی با دقت مکانی ۰/۰۳۳ درجه بررسی شده است. به این منظور داده های دما، شوری، نرخ تبخیر منهای بارندگی، باد، شار گرمای خالص با دقت زمانی یک ماهه و دقت مکانی یک درجه به عنوان داده های اولیه، نخست به دقت مدل درآمده و سپس به مدل معرفی گردید. در این مدل معادله های ناویر-استوکس در حالت غیر خطی، تراکم ناپذیر و غیرهیدروستاتیکی با گسسته سازی حجم محدود مکانی بر روی یک شبکه محاسباتی مکعبی حل می گردد. نتایج تحلیل زمانی در دوره مذکور و در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که میانگین دمای سطح دریا ۰/۳۶ درجه سانتیگراد و میانگین شوری سطح دریا نیز ۰/۰۴ PSU افزایش داشته است. این در حالیست که بیشترین مقدار دما و شوری سطحی در طول دوره مطالعه مربوط به ژوئن سال ۲۰۱۶ است که مقادیر این متغیرها به ترتیب ۳۰ درجه سانتیگراد و ۳۶/۵۱ PSU است. علت این تغییرات می تواند عواملی نظیر تبخیر بیش از بارندگی در دریای عربی، تنش بادهای مونسون، وارونگی های جریانی و شار گرمای خالص باشد.

واژگان کلیدی: دریای عربی، مونسون، دمای سطح دریا، شوری سطح دریا، مدل MITgcm

تاریخ دریافت مقاله: ۹۷/۱۱/۰۲

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۶/۰۵

۱- مقدمه

دریای عربی یکی از مناطق پرتردد دریایی جهان است که همواره از لحاظ مقابله با خواص اقیانوس شناختی بسیار مهم تر می باشد. بنابراین بهبود دقت پیش بینی های دریایی و جوی برای ناوبری تجاری و فعالیت های مربوط به امنیت و امور دریایی در این منطقه بسیار مهم است. دریای عربی و خلیج بنگال هر دو بر اقلیم شبه جزیره هند و نیز اقلیم جهانی تأثیر بزرگی می گذارند. به طور کلی نیروهای نزدیک هوا- دریا به شدت بر متغیرهای اقیانوسی تأثیر می گذارند. همان طور که دمای سطح دریا (SST)^۱ تغییر می کند، اثرات همراه با آن همه اشکال زندگی را در نواحی مجاور تحت تأثیر قرار می دهد. به طور نمونه، مطالعات مدل سازی امسی کریری و همکاران (۲۰۰۱) اهمیت چرخه روزانه SST را در برآورد زیست توده فیتوپلانکتون در دریای عربی نشان داد [۱]. به همین علت درک تغییرات این مشخصه ها در دریای عربی بسیار حائز اهمیت است. شمال اقیانوس هند به دلیل وارونگی های گردش سطحی با دیگر اقیانوس ها تفاوت چشمگیری دارد. مهم ترین پدیده ای که در ناحیه اقیانوس هند شمالی و به ویژه دریای عربی وجود دارد، پدیده مونسون است. فصلی بودن تغییرات سطح دریا به شدت تحت تأثیر جریان های مونسون است. این جریان ها در خلال مونسون زمستانه، آب با شوری پایین خلیج بنگال را به دریای عربی و در خلال مونسون تابستانه، آب با شوری بالای دریای عربی را به خلیج بنگال انتقال می دهند [۲] و این شارش جریانی باعث تغییراتی در لایه سطحی اقیانوس و مشخصه های هیدروفیزیکی آب های دریای عربی و خلیج بنگال می گردند. زیرا حجم آب انتقال یافته از خلیج بنگال به دریای عربی، نقش مهمی در تغییرات زمانی شوری سطح دریا (SSS)^۲ در دریای عربی بازی می کند. خلیج بنگال در بسیاری از جنبه ها متفاوت از دریای عربی است. متوسط تغییرات SSS در خلیج بنگال در مقایسه با تغییرات در دریای عربی بیشتر است [۳].

نقش رواناب رودخانه، بارندگی و انتقال آب شیرین از خلیج بنگال به دریای عربی با استفاده از مطالعات مدل سازی شناخته شده است [۴]. بادهای وارون پذیر مونسونی و

سیستم جریانی، روند انتقال گرمای سطحی و ساختار حرارتی را تحت تأثیر قرار می دهند. بر اساس مقایسه ای بین دریای عربی و خلیج بنگال در خلال مونسون تابستانه، شنوبی و همکاران (۲۰۰۲) به این نتیجه رسیدند که بادهای نسبتاً ضعیف تر در خلیج بنگال (همراه با لایه بندی بسیار قوی شوری) منجر به حفظ دماهای سطحی بالاتر در خلیج بنگال می گردند [۵]. از طرفی بادهای ضعیف نمی توانند لایه سطحی کم شور لایه بندی شده را وارون کنند، لذا یک لایه آمیخته سطحی کم عمق را ایجاد می کنند. چایتینیا و همکاران (۲۰۱۵) تغییرات درونسالی شوری در خلیج بنگال را مورد مطالعه و بررسی قرار دادند [۶]. جیمز موم و همکاران (۲۰۱۴) ابراز داشتند که تغییر شرایط جوی در استوا منجر به کاهش سریع دمای سطح دریا (SST) در اقیانوس هند می شود [۷].

روند گرمایشی در اقیانوس هند سهم عمده ای در روند کلی میانگین SST جهانی دارد. تغییرات کوچکی در SST منجر به پاسخ قابل توجهی به جو بالایی شده که منجر به تغییرات اقلیمی منطقه ای و جهانی از طریق بر همکنش های جوی می گردد [۸]. طی ۱۰۰ سال گذشته، کره زمین به طور غیرطبیعی حدود ۰/۷۴ °C گرم تر شده که این موضوع دانشمندان را نگران کرده است. براساس گزارش سازمان جهانی هواشناسی، از سال ۱۸۸۰ میلادی تاکنون سال ۲۰۱۶ به طور متوسط جهانی گرم ترین سال بوده است و علت آن را کاهش شدید یخ های قطبی در قطب شمال و جنوب، افزایش سطح آب دریا، تغییرات در گردش، دما و شوری اقیانوس و برخورد سیارک ها یا دنباله دارها عنوان کرده است. پیش از این سازمان جهانی هواشناسی، سال ۲۰۱۵ میلادی را گرم ترین سال تاریخ جهان اعلام کرده بود. پیش بینی های قبل از آن نیز سال ۲۰۱۴ را گرم ترین سال و قبل از آن نیز سال ۲۰۱۰ گرم ترین سال تاریخ زمین تعیین شده بود [۹]. این نشان می دهد، زمین به تدریج در حال گرم شدن است و این موضوع یکی از دلایل مطالعه آب های دریای عربی در دوره مورد مطالعه و بررسی سهم آن در گرمایش اقیانوس ها و در نتیجه آب و هوای جهانی بوده است.

روند قرنیه گرمایش اقیانوس هند به نظر می رسد، بر اقلیم دوردست تأثیر داشته و ممکن است، باعث روند مشخصی در بارندگی آفریقایی گردد [۱۰]. SST دریای عربی غربی

¹ Sea Surface Temperature

² Sea Surface Salinity

تأثیر قوی‌تری بر SST نسبت به فراجوشی و فرارفت ناشی از تنش باد دارد [۲۳].

به طور کلی، دو متغیر SST و SSS در اقیانوس بسیار با هم مرتبط هستند. شوری سطحی پایین و لایه بندی در خلیج بنگال بر آب و هوای منطقه و شبه قاره هند و نیز بارش های مونسون تابستانه تأثیر می‌گذارد و به این ترتیب زندگی میلیاردها نفر از مردم آنجا را تحت تأثیر قرار می‌دهد، زیرا شوری بر تغییرات درون فصلی SST در خلیج بنگال تأثیر گذاشته (وینایاچاندان و همکاران، ۲۰۱۲) [۲۴] و نقش مهمی در کنترل اختلاط قائم نزدیک سطح دارد. وینایاچاندان و همکاران (۲۰۱۵) ابراز داشته اند که شوری تأثیر عمیقی بر برخی از پدیده‌های آب و هوایی نظیر چرخند حاره ای و بارندگی‌های مونسون دارد [۲۵]. اختلاف در شوری اقیانوس هند شمالی، شوری بالا در دریای عربی و شوری پایین در خلیج بنگال بسیار مهم و قابل ملاحظه است. خلیج بنگال یک حوضچه حاره ای نیمه بسته است که تحت تأثیر باد مونسون و همچنین درون‌شارش آب شیرین رودخانه ها قرار دارد. در حالی که دریای عربی فاقد شارش رودخانه های عمده به داخل آن است، اما آب با شوری بالایی را از دریای سرخ و خلیج فارس دریافت می‌کند. در خلیج بنگال شوری پایین است و لایه آمیخته کم عمق است، اما در دریای عربی که شوری بالاست، لایه آمیخته نیز عمیق تر است [۲۶].

لایه سطحی اقیانوس که دارای تبادل شار حرارتی با هواست لایه آمیخته نامیده می‌شود. در این لایه شبه همگن مقادیر دما، شوری و چگالی تقریباً با عمق ثابت می‌ماند. شار تابش گرمایی، بادهای، امواج، جریانات، همرفت-فراجوشی/فروجوشی^۳ و شوری از عوامل تأثیرگذار بر عمق لایه آمیخته (MLD)^۴ می‌باشند. افت حرارتی در طی زمستان دمای لایه سطحی را کاهش داده و یک لایه آمیخته عمیق ایجاد می‌کند. این سرمایش و عمیق شدن لایه آمیخته باعث کاهش میزان گرما در لایه‌های سطحی می‌شود. MLD در خلال روز افزایش و در خلال شب کاهش می‌یابد [۲۷]. مقادیر عمومی استفاده شده برای معیار تعیین MLD، تغییر دما از $1/2 - 1$ °C از سطح یا برای چگالی $0.3/125 - 0.0$ kg/m³ از سطح است. ویرتکی

یک فاکتور مهم پیش بینی کننده بارندگی تابستانه هند در نواحی اقیانوس هند است [۱۱] و [۱۲]. رابطه بین تغییرات SST با بارندگی با استفاده از یک مدل عددی با تحلیل ادی^۱ توسط جوچوم و همکاران (۲۰۰۵) [۱۳] و راجندران و همکاران (۲۰۱۲) [۱۴] انجام شده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که در مناطق سرد، بارندگی کم اتفاق می‌افتد، در حالی که در مناطقی که دارای SST بیشتر از ۲۸°C هستند، بارندگی‌های زیادی رخ می‌دهد. تغییرات SST درون فصلی می‌تواند با تغییرات در بادهای سطحی و همرفت جوی در خلیج بنگال همراه باشد. از سوی دیگر، تغییرات جوی ممکن است، باعث تغییرات SST در خلیج بنگال گردد. لذا تغییرات SST درون فصلی و بارندگی‌های مونسون به لحاظ دینامیکی با هم مرتبط هستند [۱۵].

رابطه بین دمای سطح دریا (SST) و دمای هوای سطحی (SAT)^۲ در دریای عربی و خلیج بنگال توسط جاسوال و همکاران (۲۰۱۲) بررسی شده است. آنها همچنین ابراز داشتند که در خلال مونسون تابستانه سرمایش محسوسی در نیمه غربی دریای عربی وجود دارد، در حالی که در خلیج بنگال مقدار SST در طول سال همیشه بالاتر از ۲۸°C باقی می‌ماند [۱۶]. اگر چه دریای عربی و خلیج بنگال تقریباً به مقدار یکسانی گرمای تابشی خالصی را دریافت می‌کنند، اما SST در خلیج بنگال بسیار بیشتر از دریای عربی است [۱۷]. کاوای و وادا (۲۰۰۷) مطالعاتی در رابطه با اهمیت تغییرات روزانه SST در برهمکنش بین هوا و دریا انجام داده اند [۱۸]. تغییرات روزانه SST برای مطالعه بازخوردهای احتمالی در جو نیز توسط کلاسون و چن (۲۰۰۲) [۱۹] و برنی و همکاران (۲۰۰۷) [۲۰] مطالعه شده است. بیجوی تامپسون و همکاران (۲۰۰۶) تغییرات بلند مدت SST و آنومالی سطح دریا را با استفاده از مدل MOM4 شبیه سازی کرده اند [۲۱]. از طرفی آنجانیولو (۱۹۸۰) گزارش داد که کمترین دماهای سطحی در خلیج بنگال و دریای عربی که در خلال مونسون جنوب غربی دیده می‌شود، به علت فراجوشی و مقدار زیادی تلفات گرما از دریا بوده است [۲۲]. دونسان و هان (۲۰۰۹) نیز اظهار داشتند که در خلیج بنگال، تغییرات شار گرمای نهان

³ Upwelling/Downwelling

⁴ Mixed Layer Depth

¹ Eddy

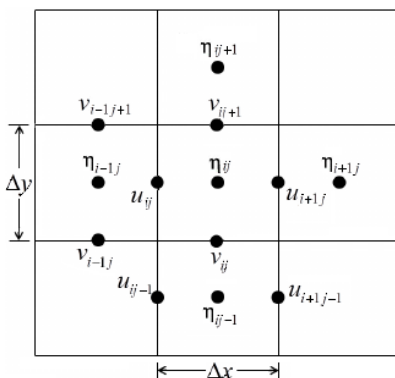
² Surface Air Temperature

محاسبه چگالی آب دریا از معادله حالت آب دریا برگرفته از کتاب گیل [۳۱] استفاده شده است.

۲-۱ مدل MITgcm

مدل های عددی گردش اقیانوسی دارای مزیت های متمایزی برای تولید سری های زمانی بلند مدت دما و شوری با وضوح مکانی و زمانی بالا می باشند که می توانند به شناخت فرآیندهای مسئول تغییرات آنها کمک کنند. بنابراین به منظور دستیابی به نتایج دقیق و بررسی متغیرهای سطح دریای عربی، یعنی SST و SSS در این مطالعه از یک مدل گردش عمومی اقیانوسی با وضوح بالا، مدل عددی MITgcm استفاده شده است. این مدل قادر است، تغییرات فصلی دما و شوری و متغیرهای اقیانوسی دیگر را با دقت بالا به دست آورد. قابلیت این مدل در مدل سازی و شبیه سازی پدیده ها به صورت یک بعدی، دو بعدی و سه بعدی در کلیه محیط های آبی بارها از طریق مقایسه با حل های تحلیلی یا نتایج مدل های عددی در فرآیندهای میان مقیاس و کوچک مقیاس در مناطق مختلف نظیر خلیج بنگال [۳۲]، دریای چین جنوبی [۳۳] و غیره ثابت شده است.

در مقیاس کره زمین، به دلیل بزرگ بودن محدوده و درشت بودن شبکه، از حالت هیدروستاتیکی برای حل معادلات استفاده می شود، اما در مدل سازی پدیده های میان مقیاس و کوچک مقیاس، بیشتر حالت غیرهیدروستاتیکی استفاده می شود. این مدل در راستای قائم از مختصات Z (شبکه کارترین Z) و در راستای افقی از شبکه آراکاوای C استفاده می کند (شکل ۱).



شکل (۱) شبکه آراکاوای C

(۱۹۷۱) این مقدار را از $1-1/1$ °C نسبت به سطح [۲۸]، نارش کریشناویسا و همکاران (۲۰۱۳) این مقدار را $0/8$ [۲۹] و اسکات 2 °C به ازای هر ۲۵ متر و دیفانت $0/5$ به ازای هر ۱۰ متر اتخاذ کرده اند (۱۹۶۱) [۳۰].

۲ - مواد و روش ها

ابتدا منطقه مورد مطالعه از پایگاه داده های GEBCO^۱ با دقت ۳۰ ثانیه استخراج شده و سپس ناحیه مورد مطالعه برای استفاده در مدل، با استفاده از نرم افزار GIS^۲ به دقت $0/033$ درجه تبدیل گردید. در مرحله بعد داده های لازم استخراج شده و برای سازگاری مدل و عمق سنجی منطقه، آنها را با استفاده از نرم افزار MATLAB به دقت منطقه مورد مطالعه درون یابی کرده و سپس به مدل اعمال گردیده است. این داده ها شامل داده های متوسط ماهانه SST و SSS با دقت یک درجه، داده های شار گرمایی، نرخ تبخیر منهای بارندگی، مؤلفه های سرعت باد (در تراز ۱۰ متری از سطح دریا) از سایت NOAA^۳ و مؤلفه های سرعت جریان (با گام زمانی ۳ ساعته و دقت مکانی $0/08$ درجه) از سایت HYCOM می باشند. شار گرمای خالص نیز با توجه به مؤلفه های شار گرمایی و مطابق رابطه (۱) زیر محاسبه شده است:

$$Q_{Net} = Q_I + Q_B + Q_E + Q_H \quad (1)$$

در این رابطه Q_{Net} (شار گرمای خالص)، Q_I (شار تابش موج کوتاه ورودی خورشید)، Q_B (شار بازتابش موج بلند)، Q_H (شار گرمای محسوس) و Q_E (شار گرمای نهان) می باشد. شار خالص آب شیرین نیز با تفریق تبخیر (E) از بارندگی (P) و با استفاده از یک فایل جداگانه به صورت $emp=E-P$ ، برای دوره مورد نظر محاسبه شده و به مدل اعمال شده است. این داده ها نیز از پایگاه ECMWF^۴ دریافت شدند. در دریای عربی و مخصوصاً در ناحیه مورد مطالعه، بر خلاف خلیج بنگال، درون شارش رودخانه ها به داخل اقیانوس ناچیز است، به همین علت رواناب رودخانه در این حوضه نادیده گرفته شده است. در مدل برای

¹ General Bathymetric Chart of the Oceans

² Geographic Information System

³ National Oceanic and Atmospheric Administration

⁴ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

نوشته شده است و بر روی سیستم عامل لینوکس اجرا می-شود. در این سیستم با توجه به تعداد سلول های شبکه، مدل قابلیت اجرا با یک یا چند پردازنده را دارد. موازی-سازی با تقسیم مساوی سلول های افقی حوزه به دو یا چند زیرحوزه انجام می-شود. هر زیرحوزه به وسیله یک پردازنده پردازش می-شود و هر زیرحوزه دارای یک کپی از سلول های مرزی زیرحوزه مجاور خود است. با این روش هر پردازنده خاص می-تواند به طور مجزا کار کند و پس از هر گام زمانی با تبادل شرایط مرزی به روز شود.

۲-۲_ مشخصات شبکه عمق سنجی و منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش دقیق ترین نقشه موجود عمق-سنجی برای منطقه مورد مطالعه از پایگاه داده های GEBCO و از طول جغرافیایی ۵۶/۲ تا ۷۳/۲ درجه شرقی و از عرض جغرافیایی ۱۸ تا ۲۵ درجه شمالی تهیه شده است. منطقه مذکور دریای عربی و کل دریای عمان را نیز شامل می-گردد (شکل ۲). این منطقه به وسیله یک شبکه محاسباتی چهار گوشه مشتمل بر ۲۱۰*۵۱۰ سلول گسسته سازی شده است. تعداد سلول های مدل در راستای طول جغرافیایی ۵۱۰ و در راستای عرض جغرافیایی ۲۱۰ سلول انتخاب شده است. بنابراین طول منطقه مورد مطالعه در راستای طول جغرافیایی ۱۸۸۹ کیلومتر و در راستای عرض جغرافیایی ۷۷۸ کیلومتر است. همچنین اقیانوس در راستای قائم (محور Z) به ۲۰ لایه تقسیم شده است و عمیق ترین نقطه اقیانوس در منطقه مورد مطالعه در حدود ۳۸۰۰ متر است.

در این شبکه ردیاب ها نظیر دما و شوری در مرکز هر سلول شبکه قرار می-گیرند. بردار سرعت $\vec{u} = (u, v, w)$ به مؤلفه های آن تقسیم می-شود که در آن u برای جهت شرق/غرب هر سلول، v برای جهت شمال/جنوب و w به سمت بالا/پایین تعیین می-گردد. η ارتفاع از سطح دریا در بالا و مرکز سلول بالایی در هر یک از ستون های سلول قرار می-گیرد. همچنین در این مدل برای کار حاضر از مختصات کروی و صفحه β استفاده شده است. مدل MITgcm شارهای هوا-دریا را با استفاده از فرمول بالک^۱ محاسبه می-می کند و معادله های ناویر-استوکس را در حالت غیر خطی، تراکم ناپذیر و غیرهیدروستاتیکی با در نظر گرفتن تقریب بوسینسک^۲ برای یک سیال تراکم ناپذیر و با گسسته سازی حجم محدود مکانی بر روی شبکه محاسباتی مکعبی حل می-کند (روابط ۲ تا ۷):

$$\frac{D\vec{u}_h}{Dt} + f\hat{k} \times \vec{u}_h + \frac{1}{\rho_c} \nabla_h p = \vec{F}_h \quad (2)$$

$$\epsilon_{nh} \frac{Dw}{Dt} + \frac{g\hat{p}}{\rho_c} + \frac{1}{\rho_c} \frac{\partial \hat{p}}{\partial z} = \epsilon_{nh} F_v \quad (3)$$

$$\vec{\nabla}_h \cdot \vec{u}_h + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\rho = \rho(\theta, S, P_0(Z)) - \rho_c \quad (5)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q_\theta \quad (6)$$

$$\frac{DS}{Dt} = Q_S \quad (7)$$

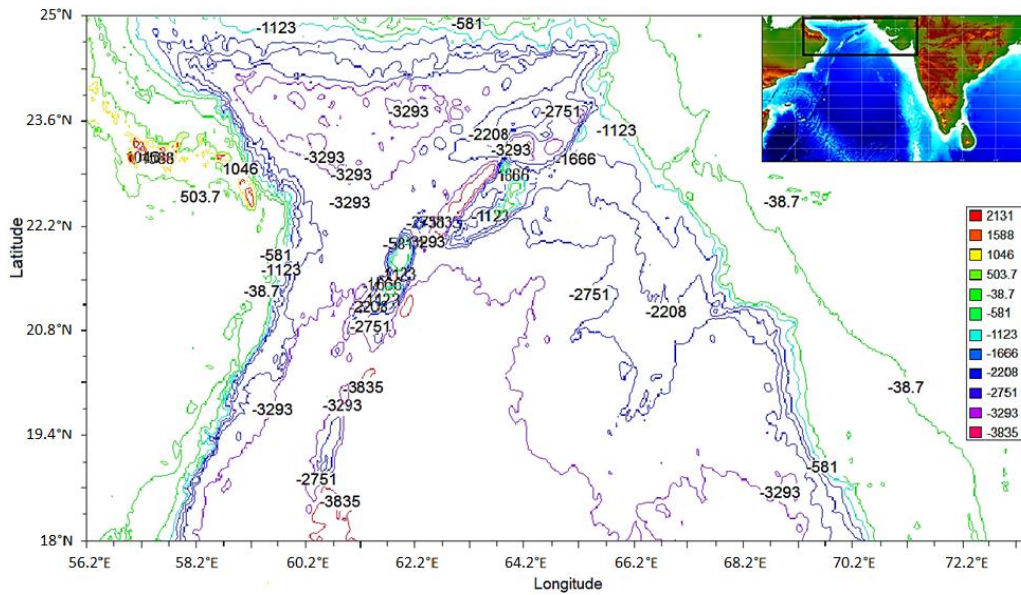
در روابط بالا \vec{u}_h بردار سرعت افقی، f پارامتر کوریولیس، \hat{k} بردار یکه در راستای قائم، ρ_c چگالی مرجع ثابت، ∇_h عملگر گرادین افقی، \hat{p} آشفتگی فشار، \vec{F}_h نیروی تکانه افقی، ϵ_{nh} ضریب ثابت غیر هیدروستاتیکی، w سرعت قائم، g شتاب گرانش، \hat{p} آشفتگی چگالی، θ دمای پتانسیل، S شوری، Q_θ تغییرات زمانی دما، Q_S تغییرات زمانی شوری می-باشند.

روش حجم محدود در واقع نوعی روش اجزای محدود است که در آن روش تقریب انتگرال ها با روش اجزای محدود متفاوت است. این روش بیشتر برای حل مسائل دینامیک سیالات محاسباتی و انتقال حرارت مناسب است. به طور کلی، فرمول بندی مدل و جزئیات آن به طور کامل توسط مارشال و همکاران (۱۹۹۷) بیان شده است [۳۴].

یکی دیگر از ویژگی های بارز مدل MITgcm این است که این مدل در نقاط عمق سنجی بحرانی، دچار ناپایداری نمی-شود. مدل MITgcm با زبان برنامه نویسی فرتن

¹ bulk formula

² Boussinesq Approximation



شکل (۲) عمق سنجی منطقه مورد مطالعه (56.2°E-73.2°E , 18°N-25°N).

$$w = 0, \quad r = R_{fixed}(x, y) = -H(x, y) \quad (۸)$$

و در سطح اقیانوس:

$$w = \frac{D\eta}{Dt}, \quad r = R_{moving} = \eta \quad (۹)$$

که در اینجا η ارتفاع از سطح آزاد آب می باشد.

۲_۴_ کالیبراسیون و پایداری مدل

در مدل مقادیر ضرایب لاپلاس افقی $A_z = 1 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ و قائم $A_k = 5 \times 10^3 \frac{m^2}{s}$ به ترتیب برای محاسبه ضرایب انتشار افقی و قائم دما و شوری استفاده شده است. این ارقام برای صحت سنجی و تعیین پهنای لایه مانک^۳ و به ویژه شرایط پایداری مدل مهم هستند. در این مدل و برای مطالعه حاضر از یک طرح واره محدود شار مرتبه سوم زمانی - مکانی و غیر خطی استفاده شده است. این طرح واره برای عدد کورانت ($C = \frac{\Delta t u}{\Delta x}$) در محدوده $1 \geq |C| \geq 0$ پایدار است [۳۵]. در اینجا $\Delta x = 3704 \text{ m}$ دقت مدل سازی در راستای مداری و نیم گانی و همچنین u بیشینه سرعت جریان افقی می باشد که برای منطقه مورد مطالعه ۲ متر بر ثانیه انتخاب شده است. برای تعیین گام زمانی مناسب، شرط عدد کورانت باید برآورده شود. برای مدل سازی با روش گام زمانی پیشرو، گام زمانی مناسب ۱۰۰S انتخاب گردید. مدل مذکور برای ۲۰ سال اجرا شده تا طی آن خواص توده آب به یک چرخه پایدار برسند. هر چند در پیکربندی مدل یک طرح واره

۲_۳_ شرایط اولیه و شرایط مرزی

شرایط اولیه دما و شوری از پایگاه مجموعه داده های اطلس جهانی اقیانوسی WOA01^۱ استخراج شده است. این داده ها ابتدا برای انطباق با تعداد سلول های شبکه محاسباتی درونیابی شده و بعد از باینری^۲ کردن آن به مدل اعمال شده است. به لحاظ شرایط مرزی، مدل شامل دو مرز باز شمالی و جنوبی است. مرزهای شرقی و غربی مدل به خشکی محدود می گردند. مرز باز شمالی سمت جنوب ایران و جنوب پاکستان را شامل می گردد. این مرز از طریق تنگه هرمز با خلیج فارس تبادل جریان دارد. مرز باز جنوبی نیز جنوب دریای عربی را شامل می گردد که با آب های آزاد اقیانوس هند جنوبی تبادل جریان دارد. در مرزهای باز جانبی داده های دما، شوری و جریانات مداری و نیم گانی تا عمق ۳۸۴۰ متر به صورت ۲۰ لایه به مدل اعمال شده است. ضخامت لایه های قائم در نزدیک سطح کم و به تدریج به سمت بستر افزایش می یابد، به طوری که لایه سطحی به ضخامت ۵ متر بوده و سپس ۱۰ لایه ۱۰ متری و به تدریج ضخامت لایه ها افزایش یافته است. در اقیانوس، عمق را به صورت $Z = r$ و سرعت قائم را نیز به صورت $\dot{r} = \frac{Dz}{Dt} = w$ در این صورت شرایط مرزی در مدل، در بستر و سطح اقیانوس به صورت روابط (۸) و (۹) زیر تعریف می گردند.

در بستر:

^۱ WORLD OCEAN ATLAS 2001

^۲ binary

^۳ Munk Layer

$$R^2 = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (10)$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

$$MAE = \bar{y} - \bar{x} \quad (12)$$

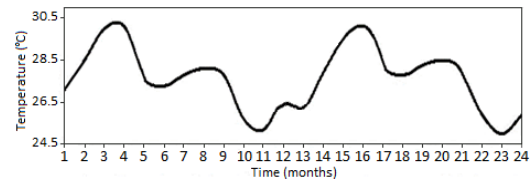
در این روابط $(x_i = 1, 2, \dots, 510)$ و $(y_i = 1, 2, \dots, 510)$ میانگین داده های واقعی و برآورده شده، \bar{x} میانگین داده های واقعی، \bar{y} میانگین داده های برآورده شده و n تعداد نمونه های ارزیابی شده است. با محاسبه پارامترهای آماری، مقدار میزان همبستگی، جذر میانگین مربع خطا و میانگین خطای مطلق برای ۹۶ درصد به ترتیب ۲ و ۳ درجه سانتیگراد به دست آمده است.

هر چند در چندین تحقیق دیده شده است که محققان برای مدل رگرسیون تنها به ضریب تعیین اکتفا نموده اند، اما باید توجه داشت که ضریب تعیین به تنهایی نشان نمی-دهد که آیا یک مدل رگرسیون مناسب است یا نه. نکته قابل تأمل آن است که یک مدل رگرسیونی خوب ممکن است ضریب تعیین پایین داشته باشید و یک مدل رگرسیونی با مقدار ضریب تعیین بالا ممکن است خوب نباشد، چون با افزایش مشاهدات و هم چنین با افزایش متغیرهای مستقل میزان R^2 نیز افزایش می یابد و این افزایش ممکن است کاذب باشد. در صورتی که می توان به مقدار برآورد شده ضریب تعیین تعدیل شده ($R^2_{adjusted}$) به طور کامل اعتماد کرد. ضریب تعیین تعدیل شده از رابطه زیر به دست می آید:

$$R^2_{adjusted} = 1 - \frac{(1-R^2)(N-1)}{N-P-1} \quad (13)$$

در رابطه بالا N تعداد کل مشاهدات، P تعداد متغیرهای پیش بین و R^2 ضریب تعیین می باشد. با داشتن این مقادیر، مقدار $R^2_{adjusted}$ برابر ۹۲ درصد به دست می-آید. بنابراین همبستگی بالا بین نتایج دمای مدل سازی و اندازه گیری شده گویای دقت نتایج مدل سازی است.

محدود شار مرتبه سوم زمانی- مکانی انتخاب شده است که این طرح واره بی قید و شرط پایدار است، اما باز برای اطمینان از پایداری و صحت کار مدل سری زمانی تغییرات دمای لایه سطحی برای دو سال آخر مدل سازی در نقطه ای به مختصات تقریبی $63/5$ درجه شرقی و $20/2$ درجه شمالی در منطقه مورد مطالعه رسم شده است (شکل ۳). این شکل نشان می دهد که دما به یک چرخه پایدار رسیده است که نشان دهنده پایداری مدل می باشد.



شکل (۳) سری زمانی تغییرات دما در لایه سطحی برای دو سال آخر مدل سازی.

۳- ارزیابی و بررسی نتایج

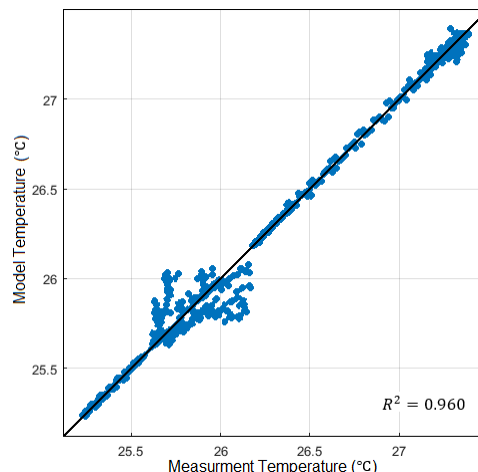
در این پژوهش علاوه بر ارزیابی آماری، نتایج حاصل از شبیه سازی مدل با نتایج حاصل از تصاویر ماهواره ای، داده های پایگاه NOAA و نیز کار دیگران مقایسه شده است. در گام نخست، به منظور ارزیابی و بررسی روش های مورد استفاده در برآورد دما و شوری سطح دریا می توان از معیارهای متداول آماری شامل ضریب تعیین R^2 ، جذر میانگین مربع خطا $(RMSE)$ و میانگین خطای مطلق (MAE) استفاده نمود. به این منظور، داده های شبیه سازی شده دمای سطح آب دریا به طور نوعی، با داده های حاصل از پایگاه داده های NOAA برای زمستان سال ۲۰۱۴، در ناحیه ۱۸ درجه شمالی و ۵۶ تا ۷۳ درجه شرقی مقایسه شده است. در شکل ۴ پراکنش دمای سطح آب دریا در مدل و اندازه گیری به نحوی است که ضریب همبستگی ۹۶ درصدی را نشان می دهد. به منظور تخمین آماری میزان دقت نتایج مدل سازی، پارامترهای ضریب تعیین برای تعیین همبستگی بین مقادیر واقعی و مقادیر برآورد شده، ضریب تعیین تعدیل شده، جذر میانگین مربع خطا و میانگین خطای مطلق برای دمای سطح آب مورد بررسی قرار گرفته است. این پارامترها با روابط زیر محاسبه شده است [۳۶]:

¹ Determination Coefficient

² Root Mean Square Error

³ Mean Absolute Error

زمستان و برای نشان دادن عمق لایه آمیخته (MLD) رسم شده، مقایسه شده است. دقت در پروفایل های شکل (۷) در زمان های مشابه و در موقعیت های یکسان نشان می دهد که نتایج MLD برای فصل زمستان در هر دو حالت با هم سازگارند. به طوری که اندازه عمق لایه آمیخته در هر دو حالت در حدود ۸۵ متر می باشد. در شکل های (۸) و (۹) نمودارهای دما و شوری سطح آب برای همه فصول سال ۲۰۱۴ حاصل از نتایج مدل رسم شده است. همانطور که از شکل (۸) پیداست، بیشترین مقدار SST در فصل تابستان و در بخش شمال غربی حوضه، نزدیک تنگه هرمز، در حدود $31/5^{\circ}\text{C}$ و کمترین مقادیر نیز در فصل زمستان و در همان موقعیت با مقدار حدوداً $24/5^{\circ}\text{C}$ دیده می شود. مطابق شکل (۹)، بیشترین مقادیر SSS نیز تقریباً در همه فصول سال، در نواحی شمالی حوضه با مقدار PSU $36/8$ و کمترین نیز در فصل زمستان و در ناحیه جنوب شرقی حوضه با مقدار PSU $35/8$ مشاهده می شود. اختلاف 1 PSU شوری سطحی در فصل زمستان، بین نواحی شمال غربی و جنوب شرقی در این حوضه قابل توجه است. علت بالا بودن مقدار شوری در نواحی شمالی، بالا بودن تبخیر زیاد در منطقه است. از طرفی، علت پایین بودن SSS در ناحیه جنوب شرقی حوضه نیز نزدیکی آن به دهانه خلیج بنگال و درون شارش آب رودخانه ها به داخل آن و سپس شارش این آب ها در طی مونسون زمستانه از خلیج بنگال به داخل دریای عربی است. در شکل (۹) با دقت در نمودار دمای سطح آب برای فصل های تابستان و زمستان می توان دریافت که دو ناحیه جنوب شرقی و شمال غربی به لحاظ دمای سطح آب در دو فاز مخالف هم می باشند. باید اذعان داشت که سال ۲۰۱۴ یکی از سال هایی بوده است که به گفته محققان، اقیانوس هند گرمایش غیر عادی را تجربه کرده است. لو دانگ و مایکل مک فادن (۲۰۱۸) ابراز داشتند که گرمایش غیر عادی اقیانوس هند در سال ۲۰۱۴ به توسعه ال نینو^۲ کمک کرده است.

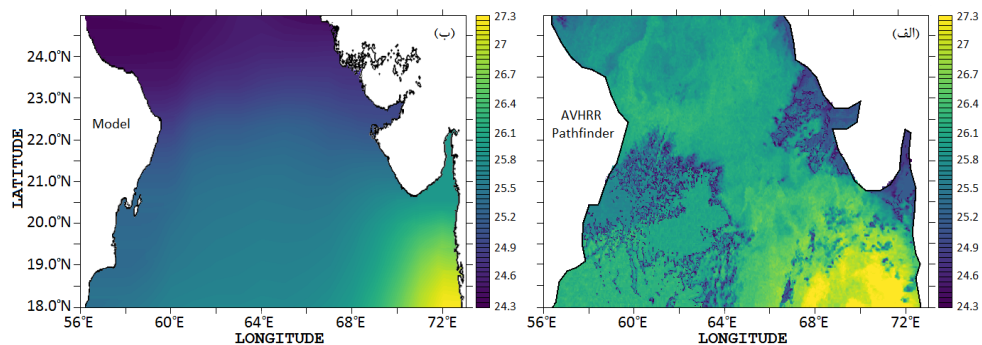


شکل (۴) مقایسه دمای سطح آب حاصل از اندازه گیری در مقابل مقادیر شبیه سازی شده در ناحیه 18N و 56E-73E

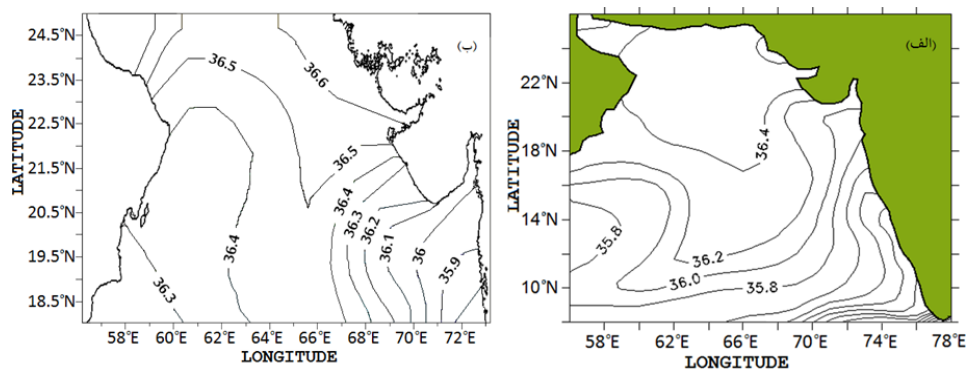
علاوه بر بررسی آماری، به منظور ارزیابی صحت نتایج مدل، اقدام به بررسی و مقایسه نتایج کمیت دما و شوری حاصل از شبیه سازی با سایر اطلاعات موجود شده است. در این راستا نتایج دما و شوری سطحی به ترتیب با دما و شوری موجود در پایگاه Pathfinder (که از ماهواره AVHRR تهیه شده است) برای سال ۲۰۱۰ و همچنین داده های پایگاه NOAA برای سال ۲۰۱۴ مقایسه شده است. در شکل (۵) متوسط دمای سطح آب در ژانویه سال ۲۰۱۰ حاصل از نتایج مدل با داده های دمای سطحی پایگاه Pathfinder مقایسه شده است. انتخاب کالبرهای یکسان برای شکل های (۵-الف) و (ب) شباهت دماها را به ویژه در ناحیه جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه به وضوح نشان می دهد. همچنین در شکل (۶) نتایج شوری سطحی حاصل از نتایج مدل با داده های پایگاه NOAA برای فصل زمستان (متوسط ژانویه و فوریه) سال ۲۰۱۴ مقایسه شده است. دارا بودن محدوده یکسان دما در شکل های (۵-الف) و (ب) برای ژانویه سال ۲۰۱۰ و همچنین محدوده یکسان شوری در شکل های (۶-الف) و (ب) برای فصل زمستان سال ۲۰۱۴ گویای صحت نتایج شبیه سازی دما و شوری سطحی آب توسط مدل MITgcm است. برای دقت بیشتر و همچنین گامی دیگر در بررسی صحت نتایج، در شکل (۷) پروفایل دما حاصل از نتایج شبیه سازی مدل در یک موقعیت نوعی 64.5E-18.5N در منطقه مورد مطالعه با پروفایل دمای حاصل از اندازه گیری های CTD که توسط مؤسسه ملی اقیانوس شناسی پاکستان [۳۷] برای فصل

² El-Nino

¹ Colorbar

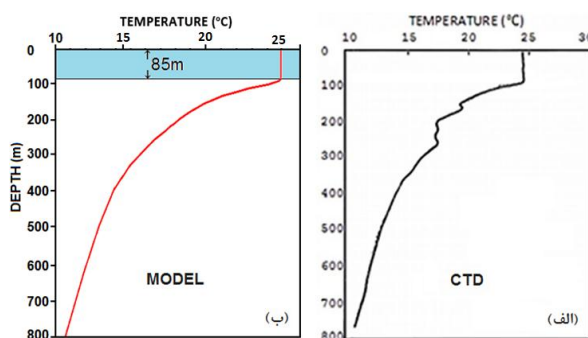


شکل (۵) متوسط دمای سطح آب در ماه ژانویه: الف) حاصل از پایگاه Pathfinder و ب) حاصل از مدل MITgcm در سال ۲۰۱۰.



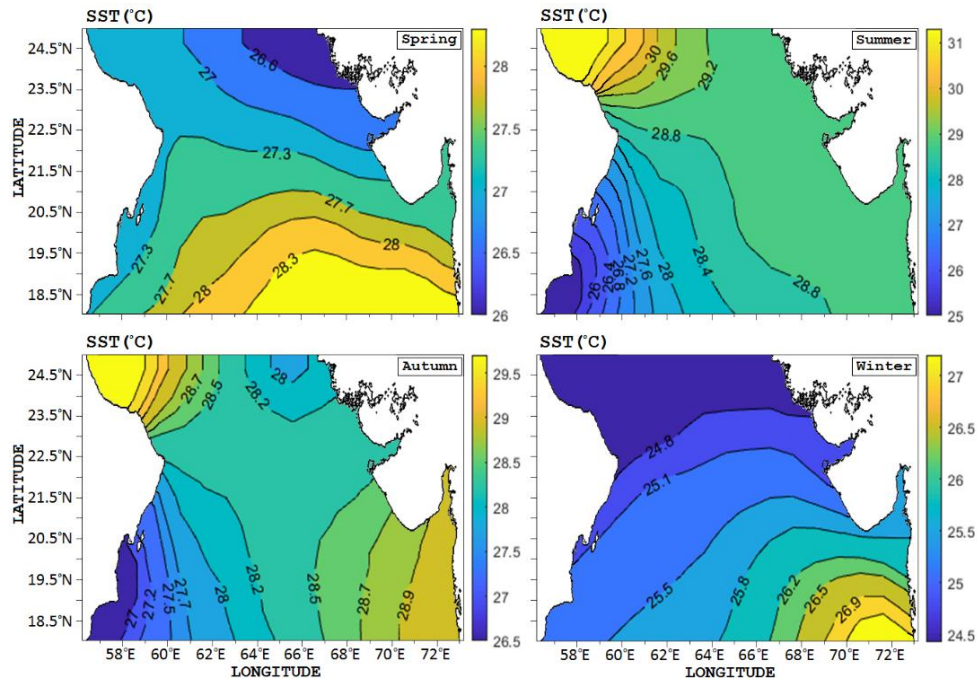
شکل (۶) متوسط شوری سطح آب دریا (SST) در فصل زمستان (متوسط ژانویه و فوریه) در سال ۲۰۱۴:

الف) بر اساس پایگاه داده‌های NOAA و ب) حاصل از مدل MITgcm.

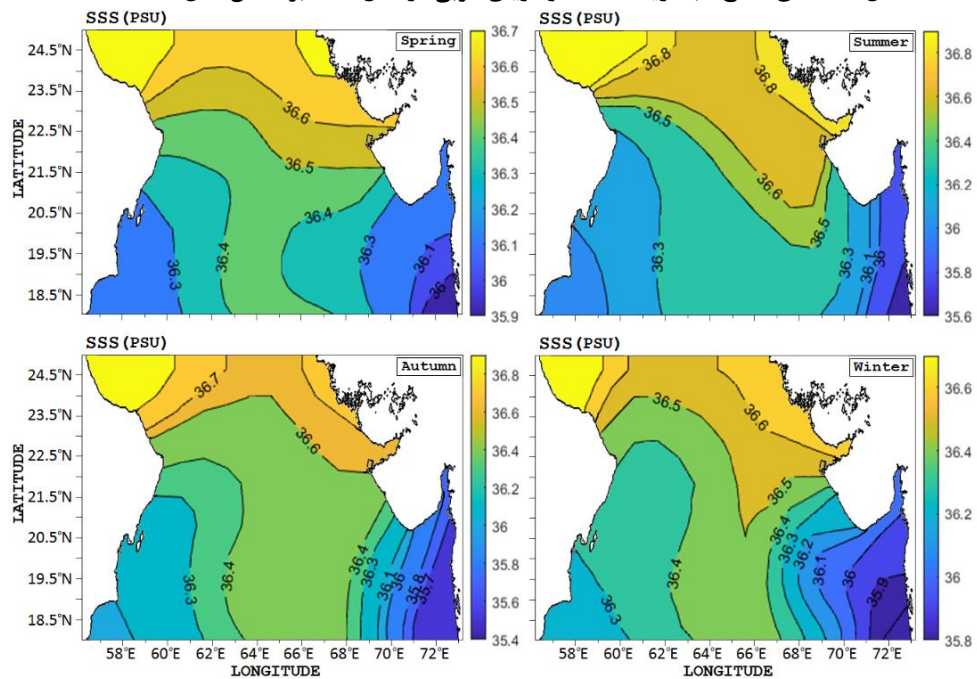


شکل (۷) پروفایل های دما در موقعیت 64.5E-18.5N در فصل زمستان (متوسط ژانویه و فوریه)، الف): حاصل از اندازه گیری های

CTD، ب): حاصل از مدل MITgcm.



شکل (۸) دمای سطح آب دریا (SST) در دریای عربی در سال ۲۰۱۴ بر اساس مدل MITgcm.



شکل (۹) شوری سطح آب دریا (SSS) در دریای عربی در سال ۲۰۱۴ بر اساس مدل MITgcm.

شوری سطح آب دریای عربی در دوره مورد مطالعه در حال افزایش است. به طوری که مطابق شکل (۱۰-الف) در دوره مذکور SST به میزان 0.36°C و مطابق شکل (۱۰-ب) SSS نیز به میزان 0.4 PSU افزایش پیدا کرده است. در جدول (۱) نرخ تغییرات متوسط دما و شوری سطح دریا در فصول مختلف، از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ نشان شده است. قسمت عمده افزایش دمای سطح آب در دوره مذکور مربوط به فصل تابستان و در حدود 0.37°C است.

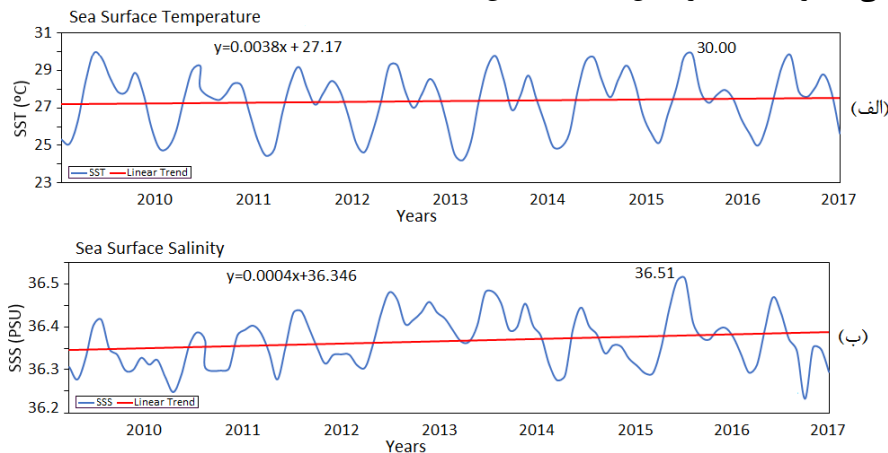
نتایج آنها نشان می‌دهد که ناهنجاری‌های SST^۱ بالا در اقیانوس هند، در سال ۲۰۱۴ باعث تقویت بادهای تجاری در اقیانوس آرام گردید [۳۸].

در شکل های (۱۰-الف) و (ب) متوسط سری های زمانی ماهانه SST و SSS در دریای عربی از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ حاصل از مدل MITgcm نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که روند خطی تغییرات دما و

¹ Anomaly

می‌دهد که از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ در تمامی فصول سال شوری سطح دریا افزایش پیدا کرده است. بیشترین مقدار افزایش مربوط به فصل بهار و برابر ۰/۱۱ PSU و کمترین نیز در فصل زمستان برابر ۰/۰۱ PSU است. از طرفی، بیشترین مقدار SSS مربوط به تابستان سال ۲۰۱۶ و برابر ۳۶/۵۱ PSU است.

مقدار افزایش SST در دوره مطالعه در فصل بهار $0/35^{\circ}\text{C}$ و در فصل زمستان $0/22^{\circ}\text{C}$ است. به جز در فصل پاییز که دمای سطح آب در حدود $0/07^{\circ}\text{C}$ کاهش داشته است، در بقیه فصول سال SST افزایش پیدا کرده است. مطابق سری زمانی دمای سطح آب در شکل (۱۰-الف) بیشترین مقدار SST از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ مربوط به تابستان (ژوئن) سال ۲۰۱۶ است که مقدار متوسط آن در حدود 30°C است. همچنین روند خطی تغییرات SSS در شکل (۱۰-ب) نشان



شکل (۱۰) متوسط سری زمانی ماهانه SST (شکل الف) و SSS (شکل ب) در دریای عربی در دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۷ حاصل از مدل MITgcm.

کارهای هم راستا در آینده باشد. در این مطالعه داده های دما، شوری، نرخ تبخیر منهای بارندگی، باد، شار گرمای خالص در نظر گرفته شده است. مدل MITgcm با استفاده از قابلیت‌های بالایی که دارد، با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق و نیز به صورت جفت شده شرایط جوی و اقیانوسی را لحاظ کرده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که در دریای عربی و در دوره مذکور تغییراتی در متغیرهای هیدروفیزیکی SST و SSS رخ داده است. به طور کلی، نتایج عمده این تحقیق را می‌توان به صورت ذیل خلاصه نمود؛ الف) در دوره از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷، دمای سطح دریا (SST) به مقدار $0/36^{\circ}\text{C}$ افزایش پیدا کرده است. در این دوره دمای سطح دریا در فصل پاییز کاهش داشته اما در بقیه فصول سال افزایش پیدا کرده است که در این میان بیشترین مقدار متوسط دمای سطح آب دریا در دوره مورد مطالعه در تابستان سال ۲۰۱۶ رخ داده است. ب) در دوره مذکور شوری سطح دریا (SSS) در حدود ۰/۰۴ PSU افزایش پیدا کرده است که در این میان بیشترین مقدار افزایش در فصل بهار و کمترین نیز در فصل زمستان رخ

جدول (۱) نرخ تغییرات SST و SSS در دریای عربی در دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۷.

فصل (۲۰۱۷-۲۰۱۰)	دمای سطح دریا SST($^{\circ}\text{C}$)	شوری سطح دریا SSS(PSU)
بهار	۰/۳۵	۰/۱۱
تابستان	۰/۳۷	۰/۰۶
پاییز	-۰/۰۷	۰/۰۴
زمستان	۰/۲۲	۰/۰۱
کل دوره ۸ ساله	۰/۳۶	۰/۰۴

۴- نتیجه گیری

در این تحقیق روند تغییرات دما و شوری سطح دریا از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ با استفاده از مدل MITgcm با قدرت وضوح بالا در شرایط تغییر اقلیم مورد بررسی قرار گرفته است. دقت نتایج آماری و نموداری حاصل از مدل MITgcm با قدرت تفکیک بالا نتایج بهتری از تغییرات مشخصات هیدروفیزیکی دما و شوری سطح آب دریا در دریای عربی فراهم آورده است که می‌تواند پیش بینی های خوبی برای

- mini warm pool, Ebenezer S. Nyadjro, Bulusu Subrahmanyam, V. S. N. Murty, Jay F. Shriver, doi.org/10.1029/2012JC007978, 01 September 2012.
- [9] WMO Statement on the State of the Global Climate in 2017, Chairperson Publications Board, No. 1212. WMO, 2018.
- [10] Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- [11] Clark CO, Cole JE, Webster PJ (2000), Indian Ocean SST and Indian summer rainfall: predictive relationships and their decadal variability. *J Clim* 13:2503–2519. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2503:IOSAIS>2.0.CO;2.
- [12] Vecchi, G. A. and D. E. Harrison, (2004), Interannual Indian rainfall variability and Indian Ocean Sea Surface temperature anomalies. *Earth's Climate; The Ocean-Atmosphere Interactions*, eds Wang, C., S. P. Xie and J. A. Carton, Geophysical Monograph Series 147, 247–259.
- [13] Jochum, M., & Murtugudde, R. (2005), Internal variability of Indian ocean SST. *Journal of climate*, 18(18), 3726–3738.
- [14] Rajendran, K., Nanjundiah, R. S., Gadgil, S., & Srinivasan, J. (2012). How good are the simulations of tropical SST–rainfall relationship by IPCC AR4 atmospheric and coupled models?. *Journal of earth system science*, 121(3), 595–610.
- [15] Suryachandra A. Rao, Subodh Kumar Saha, Samir Pokhrel, RRV Suresh (2010), Modulation of SST, SSS over northern Bay of Bengal on ISO time scale. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, DOI: 10.1029/2010JC006804.
- [16] K. Jaswal, Virendra Singh and S. R. Bhambak (2012), Relationship between sea surface temperature and surface air temperature over Arabian Sea, Bay of Bengal and Indian Ocean. *J. Ind. Geophys. Union April (2012) Vol.16, No.2*, pp. 41–53.
- [17] P. N. Vinayachandran, C. P. Neema, Simi Mathew, and R. Remya (2012), Mechanisms of summer intraseasonal sea surface temperature oscillations in the Bay of Bengal, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, C01005, doi:10.1029/2011JC007433.
- [18] Kawai Y and Wada A (2007), Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: A review; *J. Oceanogr.* 63 721–744.
- [19] Clayson C A and Chen A (2002), Sensitivity of a coupled single-column model in the Tropics to treatment of the interfacial parameterizations; *J. Clim.* 15 1805–1831.
- است. پ) مقادیر بیشینه SSS در طول سال در نواحی شمالی و شمال غربی دریای عربی مشاهده می‌شود. (ت مونسون تابستانه و زمستانه یکی از عوامل اصلی تغییرات مشخصه های هیدروفیزیکی در دریای عربی و در ناحیه مورد مطالعه است. ث) درون‌شارش آب های نسبتاً شیرین خلیج بنگال به داخل دریای عربی دما و شوری آن را تحت تأثیر قرار داده و باعث تغییرات آن می‌گردد.

مراجع

- [1] McCreary J P, Kohler K E, Hood R R, Smith S, Kindle J, Fischer A S and Weller R A (2001), Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea; *J. Geophys. Res.* 106 7139–7155.
- [2] S. Prasanna Kumar, Jayu Narvekar, Ajoy Kumar, C. Shaji, P. Anand, P. Sabu, G. Rijomon, J. Josia, K. A. Jayaraj, A. Radhika, and K. K. C. Nair (2004), Intrusion of the Bay of Bengal water into the Arabian Sea during winter monsoon and associated chemical and biological response, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L15304, doi:10.1029/2004GL020247.
- [3] Grunseich, G., B. Subrahmanyam, V. S. N. Murty, and B. S. Giese (2011), Sea surface salinity variability during the Indian Ocean Dipole and ENSO events in the tropical Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 116, C11013, doi:10.1029/2011JC007456.
- [4] Alok Kumar Mishra, Suneet Dwivedi, Atul Shrivastava (2015), High resolution simulation of the salinity variability in the Bay of Bengal and Arabian Sea during the years 1998–2014 using an ocean circulation model. *Discovery*, 2015, 39(180), 173–179.
- [5] S. S. C. Shenoi, N. Nasnodkar, G. Rajesh, K. Jossia Joseph, Suresh and A. M. Almeida (2009), On the diurnal ranges of Sea Surface Temperature (SST) in the north Indian Ocean, *J. Earth Syst. Sci.* 118, No. 5, October 2009, pp. 483–496.
- [6] Chaitanya, A. V. S., Durand, F., Mathew, S., Gopalakrishna, V. V., Papa, F., Lengaigne, M., & Venkatesan, R. (2015). Observed year-to-year sea surface salinity variability in the Bay of Bengal during the 2009–2014 period. *Ocean Dynamics*, 65(2), 173–186.
- [7] Moum, J., “Air–Sea Interaction from Westerly Wind Bursts during the November 2011 MJO in the Indian Ocean”, *American Meteorological Society*. 2014.
- [8] Ebenezer S. Nyadjro, Bulusu Subrahmanyam, V. S. N. Murty, Jay F. Shriver (2012), The role of salinity on the dynamics of the Arabian Sea

- and barrier layer thickness for the Indian Ocean using two different climatologies, *Int. J. Climatol.* 33: 2855–2870.
- [30] Defant, A., (1961), *Physical Oceanography*, Vol 1, 729 pp., Pergamon, New York.
- [31] Adrian Gill, *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, 1982, Appendix2 (properties of seawater), page 599.
- [32] Atul Srivastava, Suneet Dwivedi, Alokumar Mishra, (2015), High resolution numerical modeling of the Indian Ocean surface Hydrography and circulation, *Discovery*, 2015, 40(181): 34-40
- [33] Cheng, X., & Qi, Y. (2007). Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. *Global and Planetary Change*, 57(3-4), 371-382.
- [34] Marshall J, Hill C, Perelman L, Adcroft A. (1997), Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling, *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997 Mar 15; 102(C3):5733-52.
- [35] Adcroft, A, Campin, J.M, Dutkiewicz, S, Evangelinos, C, Ferreira, D, Forget, G, Fox-Kemper, B, Heimbach, P, Hill, C, Hill, F, Hill, H, Jahn, O, Losch, M, Marshall, J, Maze, G, Menemenlis, D, Molod, A. (2018), MITgcm user manual. mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html. 415P.
- [36] Kara, A.B., Wallcraft, A.J., Metzger E.J., Gunduz, M., (2010). Impact of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea, *Continental Shelf Research*, Vol. 30, p.1211-1225.
- [37] Arshad Ali, Naeem Ahmed Syed, Labeed I. Kazi, Mohsin Tabrez and Shahid Amjad (1995), Seasonal variation of mixed layer depth in the north Arabian sea, *Pakistan Journal of Marine Sciences*, Vol.4(1), 1-4.
- [38] Dong, L. and M.J. McPhaden, (2018), Unusually warm Indian Ocean sea surface temperatures help to arrest development of El Nino in 2014. *Science Reports*, 8, 2249, doi:10.1038/s41598-018-20294-4.
- [20] Bernie D J, Guilyardi E, Madec G, Slingo J M and Woolnough S J (2007), Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean-atmosphere GCM. Part 1: a diurnally forced OGCM; *Clim. Dyn.* 29 575–590.
- [21] Bijoy Thompson, C. Gnanaseelan, P.S. Salvekar (2006), Variability in the Indian Ocean circulation and salinity and its impact on SST anomalies during dipole events, *Journal of Marine Research*, 64, 853–880.
- [22] Anjaneyulu, T. S. S., (1980), A study of the air and sea surface temperatures over the Indian Ocean, *Mausam*, 31, 4, 551-560.
- [23] Duncan, B., and W. Han (2009), Indian Ocean intraseasonal sea surface temperature variability during boreal summer: Madden-Julian Oscillation versus submonthly forcing and processes, *J. Geophys. Res.*, 114, C05002, doi:10.1029/2008JC004958.
- [24] P. N. Vinayachandran, C. P. Neema, Simi Mathew, and R. Remya (2012), Mechanisms of summer intraseasonal sea surface temperature oscillations in the Bay of Bengal, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, C01005, doi:10.1029/2011JC007433.
- [25] P. N. Vinayachandran, S Jahfer and R S Nanjundiah (2015), Impact of river runoff into the ocean on Indian summer monsoon, *Environ. Res. Lett.* 10 (2015), doi:10.1088/1748-9326/10/5/054008.
- [26] Weiqing Han, Julian P. McCreary Jr (2001). Modeling salinity distributions in the Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 106 NO. C1, Pages 859-877, January 15.
- [27] M.C.Gregg (1985), Structures and fluxes in a deep convecting mixed layer, *Applied Physics Laboratory and School of Oceanography, College of Ocean and Fishery Sciences, University of Washington, Seattle, Washington* 98105.
- [28] Wyrski, K., (1971), *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*. U.S. Government Printing Office, 531 pp.
- [29] Naresh Krishna Vissa A. N. V. Satyanarayana and B. Prasad Kumar (2013), Comparison of mixed layer depth