

## تعیین عمق لایه آمیخته و بررسی لایه حصری در خلال مونسون تابستانه و زمستانه در اقیانوس هند شمالی

سعید ملا اسماعیل پور<sup>۱</sup>، مهدی محمد مهدیزاده<sup>۲\*</sup>، اسماعیل حسن زاده<sup>۳</sup>، محمد رضا خلیل آبادی<sup>۴</sup>

esmaeilpour@aut.ac.ir

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

<sup>۲\*</sup> نویسنده مسئول، استادیار، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

shz@phys.ui.ac.ir

<sup>۳</sup> استاد، دانشکده فیزیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان

rezakhalilabadi@gmail.com

<sup>۴</sup> دکتری فیزیک دریا، دانشگاه صنعتی مالک اشتر، شیراز

تاریخ پذیرش: ۹۷/۷/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۷/۵/۲۸

### چکیده

در اقیانوس هند شمالی بادهای برگشت پذیر مونسون باعث تغییراتی در ویژگی های عمق لایه آمیخته (MLD) می شوند. MLD از مهم ترین کمیت های لایه بالایی اقیانوسی است و نقش مهمی در چندین پدیده اقیانوس شناختی فیزیکی، شیمیایی، بیولوژیکی و اقلیمی دارد. استفاده از دقیق ترین اطلاعات عمق سنجی با دقت مکانی ۰/۰۳۳ درجه و دقت زمانی یک ماهه با استفاده از مدل MITgcm و استفاده از معیاری مناسب برای تعیین MLD و ضخامت لایه حصری (BLT) از ویژگی های این مطالعه است. بر اساس نتایج این تحقیق، در اقیانوس هند شمالی تغییرات مهمی در MLD از مونسون تابستانه تا زمستانه وجود دارد. در ماه های ژانویه/فوریه از سمت ساحل جنوبی ایران و پاکستان به سمت جنوب آن، عمق لایه آمیخته از ۱۲۵ تا ۶۵ متر تغییر می کند. بیشترین مقدار در نزدیک ساحل شرقی اقیانوس هند شمالی بین ۸۵ تا ۱۲۵ متر و کمترین در کنار ساحل غربی و نزدیک عمان در حدود ۸۵ متر است. در ماه های جولای/آگوست از سمت ساحل جنوبی ایران و پاکستان به سمت جنوب آن، این تغییرات از ۱۵ تا ۴۵ متر است. به طور کلی، در اقیانوس هند شمالی در خلال هر دو مونسون، MLD در سمت شرقی اقیانوس عمیق تر از سمت غربی آن است. همچنین حضور BLT در زمستان نسبت به تابستان چشمگیرتر است. علت این تغییرات عواملی مانند بارندگی، تبخیر، تنش باد، وارونگی های جریانی، گرمای سطحی خالص در خلال مونسون تابستانه و زمستانه هستند.

**واژگان کلیدی:** عمق لایه آمیخته<sup>۱</sup> (MLD)، ضخامت لایه حصری<sup>۲</sup> (BLT)، اقیانوس هند شمالی، مونسون تابستانه و

زمستانه، مدل MITgcm

## ۱. مقدمه

منطقه شبه همگن لایه سطحی اقیانوس که مستقیماً با جو در ارتباط است و تحت تأثیر تبادل شار حرارتی بین هوا و دریا قرار دارد، لایه آمیخته نامیده می‌شود. در این لایه مقادیر دما، شوری و چگالی تقریباً با عمق ثابت می‌ماند. اهمیت لایه آمیخته در اقیانوس از نظر تغییرات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی که در این لایه اتفاق می‌افتد؛ مانند بودجه گرمایی اقیانوس‌ها، برهمکنش‌های هوا و دریا، میدان انتشار صوت، صنایع نظامی، صنعت نفت، عملیات دریایی، شکوفایی فیتوپلانکتون و غیره بسیار مهم است [۱]. اطلاعات ناشی از عمق لایه آمیخته و دانش مناسب در تخمین درست آن برای بهبود تدابیر پارامتربندی‌های موجود در مدل‌های گردش عمومی اقیانوس‌ها و به دست آوردن عمقی که در آن جریان‌های سطحی جریان می‌یابند، اهمیت بسیاری دارد. به‌طور کلی عواملی که لایه سطحی بالایی اقیانوس را تحت تأثیر قرار می‌دهند، شار تابش گرمایی، بادهای، امواج، جریانات، همرفت-فراجهش/فروجهش و شوری هستند. الف) شار تابش گرمایی؛ گرمای خورشیدی منبع عمده گرمای اقیانوس است. جذب تابش خورشیدی در ستون آب و تبادل گرما و آب تازه در سطح دریا باعث تغییر لایه‌بندی شده و این باعث پایداری یا ناپایداری ستون آب می‌شود. ناپایداری، انرژی جنبشی ناشی از تلاطم را افزایش داده در نتیجه عمق لایه آمیخته افزایش می‌یابد. همچنین تغییرات عمق لایه آمیخته حاصل از مشاهده چرخه روزانه به موقعیت، شرایط فصلی و تغییرات اقلیمی نیز بستگی دارد. لایه آمیخته در گرمای روز کم‌عمق‌تر و در سرمای شب عمیق‌تر است [۲]. ب) تنش باد؛ باد به گسیختگی لزجت (چسبندگی) زیر لایه‌ها در سطح دریا کمک کرده و باعث انتقال سریع‌تر گرما از بین لایه‌ها می‌شود. زمانی که باد بر سطح اقیانوس می‌وزد، تکانه را به سطح آن انتقال می‌دهد، از این‌رو؛ تلاطم شروع شده و این باعث اختلاط و آمیختگی آب می‌شود. پ) امواج؛ امواجی که به وسیله بادهای تولید شده، با استفاده از تلاطم ناشی از شکست موج، باعث آمیختگی می‌شوند. با افزایش سرعت باد ارتفاع موج بیشتر شده، در نتیجه عمق لایه آمیخته افزایش می‌یابد. ت) جریان‌ها؛ جریان‌های سطحی نقش مهمی در

آمیختگی لایه بالایی اقیانوس دارند. جریان‌های گرم باعث کم‌عمق شدن لایه آمیخته به‌واسطه افزایش لایه‌بندی می‌شوند. برعکس، جریان‌های سرد که به سمت استوا جریان می‌یابند، آب‌های سطحی با شوری بالا را با خود آورده و باعث عمیق‌تر شدن لایه آمیخته می‌شوند. تغییرات MLD در دریای عربی شرقی و مرکزی در طول مونسون جنوب‌غربی با الگوهای جریانی مرتبط است [۳]. همچنین گردش لانگمویر<sup>۲</sup> نیز می‌تواند آمیختگی را در سرتاسر عمق لایه آمیخته گسترش دهد. ث) همرفت-فراجهش/فروجهش؛ تنش باد در سطح دریا نه تنها باعث حرکت افقی آب می‌شود، بلکه باعث حرکت قائم نیز می‌شود. با واگرا شدن آب‌های سطحی به‌وسیله تنش باد، آب‌های عمیق‌تر بالا می‌آیند (فراجهش)، در نتیجه، سطح دریا پایین رفته و ترموکلاین بالا می‌رود، از این‌رو لایه آمیخته کاهش پیدا می‌کند. برعکس با همگرایی آب‌های سطحی فروجهش رخ داده، پس سطح دریا بالا رفته و ترموکلاین عمیق می‌شود؛ بنابراین، حرکت قائم آب عامل مهمی برای تعیین عمق لایه آمیخته به‌ویژه در نزدیکی سواحل هند است.

ج) شوری؛ شوری نقش مهمی در کنترل اختلاط قائم نزدیک سطح دارد. فرایندهای اصلی تعیین‌کننده توزیع شوری در لایه سطحی اقیانوس، تبخیر، بارندگی و رواناب رودخانه هستند. در جاهایی که بارندگی بیشتر از تبخیر است، یعنی شوری پایین است (اقیانوس استوایی مرکزی و شرقی و خلیج بنگال) لایه آمیخته کم‌عمق است. برعکس در جاهایی که تبخیر بیشتر از بارندگی است، یعنی شوری بالاست (دریای عربی شمالی و اقیانوس مدارگان جنوبی)، لایه آمیخته عمیق‌تر است [۴]. تفاوت حوضه خلیج بنگال و دریای عربی به‌واسطه درون‌شارش آب شیرینی است که از طریق رودخانه‌ها وارد خلیج بنگال می‌شود، در حالی که چنین منبع آب شیرینی در دریای عربی وجود ندارد.

به‌طور کلی، پیش‌بینی و مطالعه تغییرات عمق لایه آمیخته برای محققان و کسانی که در امر کارهای مدل‌سازی اقیانوس هستند، اهمیت زیادی دارد و مطالعات مدل‌سازی با دقت بالا برای حصول و پیش‌بینی نتایج در این ناحیه با انتخاب معیار مناسب برای تعیین آن بسیار کم انجام شده است.

کرل تنش باد، تبادل انرژی و فرایند انتقال حرارت بر تغییرات کوتاه مدت عمق لایه آمیخته را در نقاط مختلف اقیانوس هند شمالی در طول فازه‌های مختلف فعالیت‌های مونسون تابستانه به صورت کمی و با استفاده از داده‌های سری زمانی مورد مطالعه و بررسی قرار دادند [۱۱]. آن‌ها دریافتند که تنش باد بر تغییرات عمق لایه آمیخته در دریای عربی نسبت به خلیج بنگال تأثیرات بیشتری دارد.

همان‌طور که قبلاً اشاره شد، برخی از محققان عمق لایه آمیخته را بر اساس معیار دما انتخاب کرده‌اند، انتخاب این معیار در برخی از موقعیت‌ها اندازه نادرستی در اختیار خواهد گذاشت. لازم به ذکر است نسخه‌های قبلی اقلیم‌شناسی MLD برای اقیانوس هند بر اساس داده‌های هیدروگرافی تاریخی ساخته شده است [۱]، پس عدم اطمینان در رابطه با توزیع فضایی و کیفیت داده‌های این مشاهدات وجود دارد. هرچند با آغاز برنامه رصد اقیانوسی ARGO در اقیانوس هند در سال ۲۰۰۰ و با افزایش اطلاعات حاصل از این شناورها فرصت بهتر و اطمینان بیشتری برای تخمین MLD و BLT نسبت به کارهای قبلی برای اقیانوس هند فراهم آمده است. حضور لایه حصری (BLT) می‌تواند تأثیر قابل توجهی بر دینامیک لایه‌های آمیخته و بودجه گرمایی در MLD داشته باشد. هنگامی که هالوکلاین<sup>۶</sup> کم عمق‌تر از ترموکلاین<sup>۷</sup> باشد، لایه سطحی اقیانوس در بالای ترموکلاین به دولایه تقسیم می‌شود: (۱) لایه آمیخته سطحی؛ (۲) لایه زیرسطحی که لایه حصری نامیده می‌شود. (شکل ۱) [۱۲]. لایه حصری اثرات قوی بر برهمکنش‌های هوا-دریا دارد، به طوری که به لحاظ ترمودینامیکی اقیانوس سرد عمیق را از لایه سطحی که با جو برهمکنش دارد، جدا می‌سازد و در این میان مانند یک حائل عمل می‌کند. BL بیشتر در مناطق حاره‌ای افت پیدا می‌کند. اهمیت این لایه در این است که به عنوان مانعی برای نفوذ قائم گرما به داخل اقیانوس عمل می‌کند، زیرا بدون یک گرادیان دما در پایین لایه آمیخته، جذب آب از پایین، هیچ گرمایی را از لایه آمیخته انتقال نمی‌دهد. به طور خاص، BLT در فصل زمستان در طرفین استوا با حداکثر شوری جنب مدارگان تشکیل می‌شود. جالب توجه است که BL بین کمربندهای عرض جغرافیایی ۲۵ و ۴۵ درجه در هیچ کدام از دو نیمکره شمالی و جنوبی دیده نمی‌شود [۱۳]. محدوده عمقی BL از

به طور کلی اهمیت این مطالعه در بالا بودن دقت مدل‌سازی برای حصول به یک عمق واقعی تر لایه آمیخته و حصری در اقیانوس هند شمالی است. تغییرات عمق لایه آمیخته در اقیانوس به عنوان یک لایه مرزی جوی به خوبی درک و مشاهده نشده است که یکی از دلایل آن کمبود داده‌های دما و شوری با عمق در برخی از مناطق اقیانوس جهانی است و دلیل دیگر اینکه درک تغییرات مکانی و زمانی MLD به دلیل تعاریف مختلف در نوشته‌ها نسبتاً دشوار است. زیرا برخی از محققان مانند اباتا و همکاران [۵] معیار تعیین MLD را بر اساس دما، یعنی یک عمق لایه هم‌دما (ILD<sup>۵</sup>) و برخی دیگر مانند لوئیس و همکاران بر اساس چگالی آن را تعریف کرده‌اند [۶]. علاوه بر این، در حالی که در بسیاری از اقیانوس‌های جهانی به علت وجود یک ترموکلاین قوی، ILD اغلب با MLD یکی است، اما مناطقی نیز مانند اقیانوس آرام استوایی غربی و عرض‌های جغرافیایی جنوبی وجود دارند که در آنجا تفاوت‌های بزرگی بین این دو وجود دارد. به همین علت، مطالعات مبتنی بر تعیین ILD ممکن است، واقعاً نماینده لایه آمیخته ایجاد شده با آشفتگی نباشد. این فقدان داده‌های مشاهداتی مناسب همراه با تعریف نامناسب از عمق لایه آمیخته ممکن است اطلاعات گمراه کننده‌ای به لحاظ تغییرات مکانی و زمانی لایه آمیخته سطحی ایجاد کند. برای اقیانوس هند شمالی مطالعاتی با استفاده از داده‌های WOA و ARGO برای MLD توسط تاداتیل و همکاران انجام شده است [۷].

ولر و همکاران ابراز داشتند که مونسون شمال شرقی با بادهای ملایم، آسمان صاف و هوای خشک باعث عمیق شدن لایه آمیخته تا عمق ۱۰۰ متر می‌شود. همچنین مونسون جنوب غربی با بادهای قوی، آسمان ابری و هوای مرطوب باعث عمیق شدن لایه آمیخته تا عمق ۸۰ متر می‌شود [۸].

رامش بابو و همکاران عمیق شدن MLD را در خلال ماه‌های جون-جولای در دریای عربی مرکزی و شرقی در اثر افت حرارتی در سطح و برش جریان‌ها در تراز MLD دانستند [۹]. داس و همکاران، کساو اداس و همکاران لایه‌های آمیخته عمیق ۲۰۰ متری در نزدیکی پاکستان در نوامبر/دسامبر با سرمایش زمستانی و ساختارهای پادساعت گرد ادی مشاهده کردند [۱۰]. گوپال اکریشنا و همکاران، تأثیرات تنش باد،

که توسط  $D_{\text{Sigma}}$  تعریف شده است. حضور نسبتاً معمول BLT به طور لحظه‌ای و گاهی غیر فصلی موجب ایجاد ILD می‌شود که عمیق‌تر از MLD است. در نتیجه، تعیین MLD بر اساس معیار چگالی مناسب‌تر است [۱۴].

در شکل ۲، پروفایل‌های دما بر اساس معیار دما و حاصل از خروجی مدل MITgcm آورده شده است.

BLT نیز مانند MLD، به طور مستقیم از روی پروفایل‌ها قابل تشخیص است.

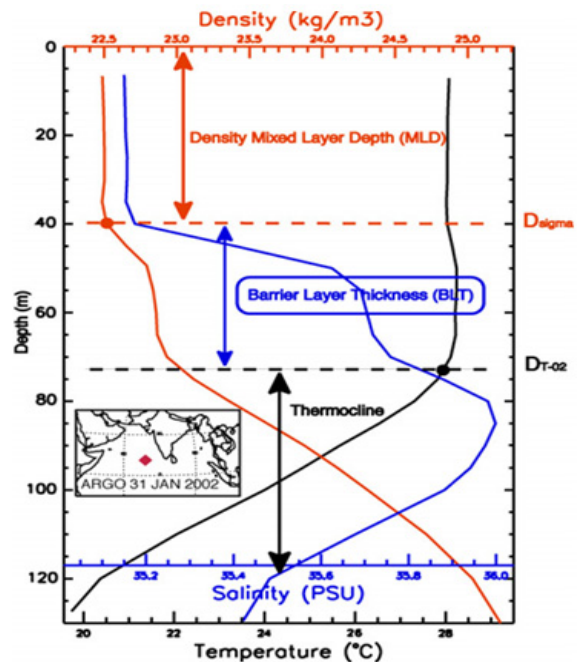
در این تحقیق ما BLT را با توجه به پروفایل‌های دما، چگالی و رابطه کارا (رابطه‌های ۱ و ۳) تعیین می‌کنیم.

BLT طبق رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$BLT = D_{T-0.2} - D_{\text{Sigma}} \quad (1)$$

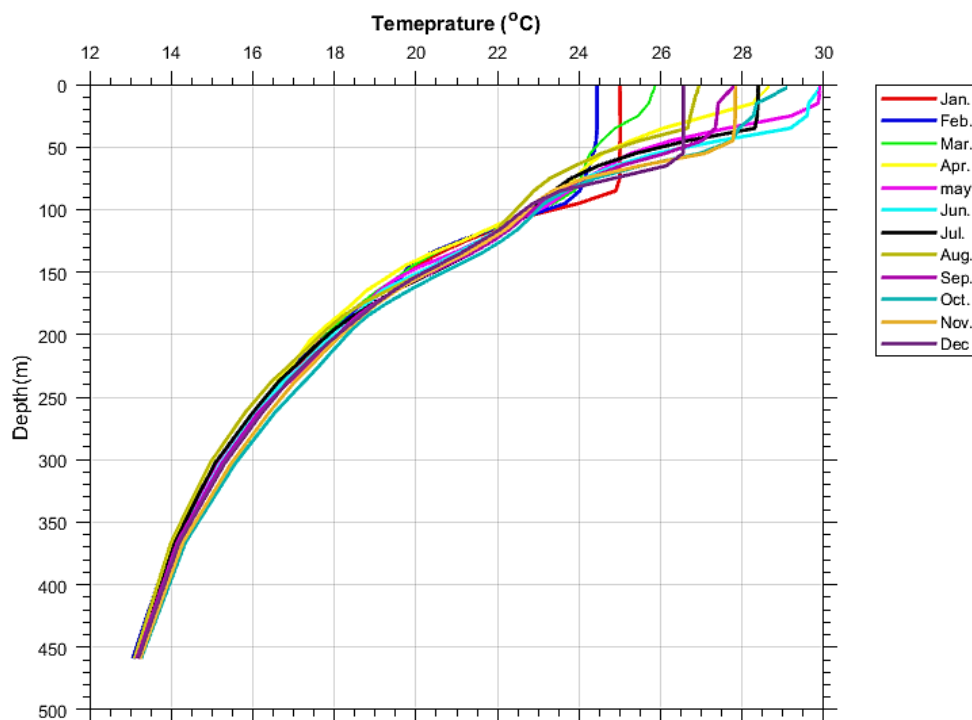
در رابطه بالا  $D_{T-0.2}$  عمق لایه آمیخته‌ای است که با توجه به دما محاسبه می‌شود، مثلاً عمقی که از سطح تا آنجا دما تا  $0.2^\circ\text{C}$  کاهش می‌یابد و  $D_{\text{Sigma}}$  نیز عمق مربوط به چگالی با توجه به معیاری است که برای آن انتخاب می‌شود.

پایین لایه آمیخته سطحی تا بالای ترموکلاین را شامل می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱. پروفایل نمایش MLD و BLT در اقیانوس هند شمالی، بر اساس داده‌های ARGO در ژانویه سال ۲۰۰۲

در این تحقیق برای تعیین MLD از معیار چگالی استفاده شده است و آن به عنوان عمقی تعریف می‌شود که در آن چگالی به واسطه کاهش دما تا  $0.2^\circ\text{C}$  نسبت به سطح، در حین حفظ مقدار شوری (در سطح ثابت)، افزایش می‌یابد. در شکل ۱،



شکل ۲. پروفایل قائم دمای پتانسیل برای تمامی ماه‌های سال ۲۰۱۴ در موقعیت  $64/56\text{E}-18/51\text{N}$ ، با استفاده از نتایج حاصل از مدل MITgcm

## ۱-۲. مدل MITgcm

مدل MITgcm به طور کلی می‌تواند طیف وسیعی از پدیده‌ها، از همرفت در مقیاس متری در اقیانوس تا الگوهای گردش جهانی بادهای یا جریان‌های دریایی را مدل‌سازی کند. این مدل در راستای قائم از شبکه کارترین  $z$  (مختصات  $z$ ) و در راستای افقی از شبکه آراکاوا  $C$  استفاده می‌کند. ردیاب‌ها (دما و شوری) در مرکز هر سلول شبکه قرار می‌گیرند. بردار سرعت  $\vec{u} = (u, v, w)$  به مؤلفه‌های آن تقسیم می‌شود که در آن  $u$  برای جهت شرق/غرب هر سلول،  $v$  برای جهت شمال/جنوب و  $w$  به سمت بالا/پایین تعیین می‌شود. ارتفاع از سطح دریا در بالا و مرکز سلول بالایی، در هر یک از ستون‌های سلول قرار می‌گیرد. در این مدل، شبکه افقی می‌تواند به صورت مختصات کروی یا دکارتی با صفحه  $f$  (پارامتر کوریولیس ثابت) یا صفحه  $\beta$  (پارامتر کوریولیس با عرض جغرافیایی متغیر) انتخاب شود که ما در این مطالعه با توجه به اندازه منطقه و دقت کار از مختصات کروی و صفحه  $\beta$  استفاده کرده‌ایم. مدل MITgcm در نقاط توپوگرافی بحرانی، دچار ناپایداری نمی‌شود و بارها از طریق مقایسه با حل‌های تحلیلی یا نتایج مدل‌های عددی در فرایندهای میان‌مقیاس و کوچک مقیاس مورد آزمایش و صحت‌سنجی قرار گرفته است و قابلیت آن در مدل‌سازی و شبیه‌سازی پدیده‌ها به اثبات رسیده است. مدل MITgcm معادله‌های ناویر-استوکس را در حالت غیرخطی، تراکم ناپذیر و غیرهیدروستاتیکی، با در نظر گرفتن تقریب بوسینسک<sup>۸</sup> برای یک سیال تراکم ناپذیر و با گسسته‌سازی حجم محدود مکانی روی شبکه محاسباتی مکعبی حل می‌کند. روش حجم محدود<sup>۹</sup> یکی از روش‌های عددی برای حل تقریبی معادله‌های دیفرانسیل است. این روش در واقع نوعی روش اجزای محدود است که در آن تقریب انتگرال‌ها با روش اجزای محدود متفاوت است. این مدل با توجه به تعداد سلول‌های شبکه قابلیت اجرا با یک یا چند پردازنده را دارد. مدل MITgcm با زبان برنامه‌نویسی فرترن نوشته شده است که در حوزه دینامیک شاره‌های محاسباتی از آن استفاده‌های زیادی شده است. این مدل روی سیستم عامل لینوکس اجرا می‌شود.

## ۲. مواد و روش کار

داده‌های این مطالعه از پایگاه داده‌های NOAA و با فرمت ASCII و باینری، با دقت ۱ درجه و متوسط ماهانه در دسترس هستند. بعد از استخراج داده‌ها، برای سازگاری مدل و عمق‌سنجی منطقه، داده‌ها را به اندازه منطقه مورد مطالعه و با دقت ۲ دقیقه درون‌یابی کرده و بعد از تبدیل آن‌ها به فرمت باینری به مدل اعمال کرده‌ایم. این داده‌ها شامل مؤلفه‌های شار گرمایی در لایه برهمکنش هوا-دریا (شار گرمای نهان، شار گرمای محسوس، شار تابش موج کوتاه خورشید و شار بازتابش موج بلند از سطح دریا)، تبخیر، بارندگی و داده‌های متوسط ماهانه دمای سطح دریا (SST) و شوری سطح دریا (SSS)، مؤلفه‌های سرعت باد (در تراز ۱۰ متری)، مؤلفه‌های سرعت جریان (با گام زمانی ۶ ساعته) نیز به عنوان ورودی مدل به مرز باز شمالی و جنوبی اعمال شده است. شار گرمای خالص ( $Q_{Net}$ ) از جمع جبری شار تابش موج کوتاه ورودی خورشید ( $Q_I$ )، شار بازتابش موج بلند خروجی مؤثر (از سطح دریا) ( $Q_B$ )، شار گرمای محسوس ( $Q_H$ ) و شار گرمای نهان ( $Q_E$ ) طبق رابطه (۲) به دست می‌آید و در مدل این مقادیر محاسبه شده است.

$$Q_{Net} = Q_I + Q_B + Q_E + Q_H \quad (2)$$

شار خالص آب شیرین نیز با استفاده از مقادیر تبخیر ( $E$ ) و بارندگی ( $P$ ) تعیین می‌شود، پس این کمیت را با تفریق تبخیر از بارندگی با استفاده از یک فایل جداگانه، برای دوره مورد نظر محاسبه کرده و بعد از باینری کردن آن به مدل اعمال کرده‌ایم.

تصاویر، شکل‌ها و نتایج آماری به دست آمده برای تجزیه و تحلیل بیشتر با استفاده از نرم‌افزارهای GIS، MATLAB، SURFER و FERRET (تحت لینوکس) استخراج شده است. برای محاسبه چگالی آب دریا از رابطه چگالی برگرفته از کتاب گیل [۱۵] استفاده کرده‌ایم. معادله حالت آب دریا در اقیانوس عمیق معادله پیچیده‌ای بوده و چندین مؤلفه دارد، بنابراین با نوشتن کد با استفاده از برنامه Ferret آن را محاسبه کرده‌ایم.

کد اصلی و مستندات آن در وبسایت گروه MITgcm در دسترس است.

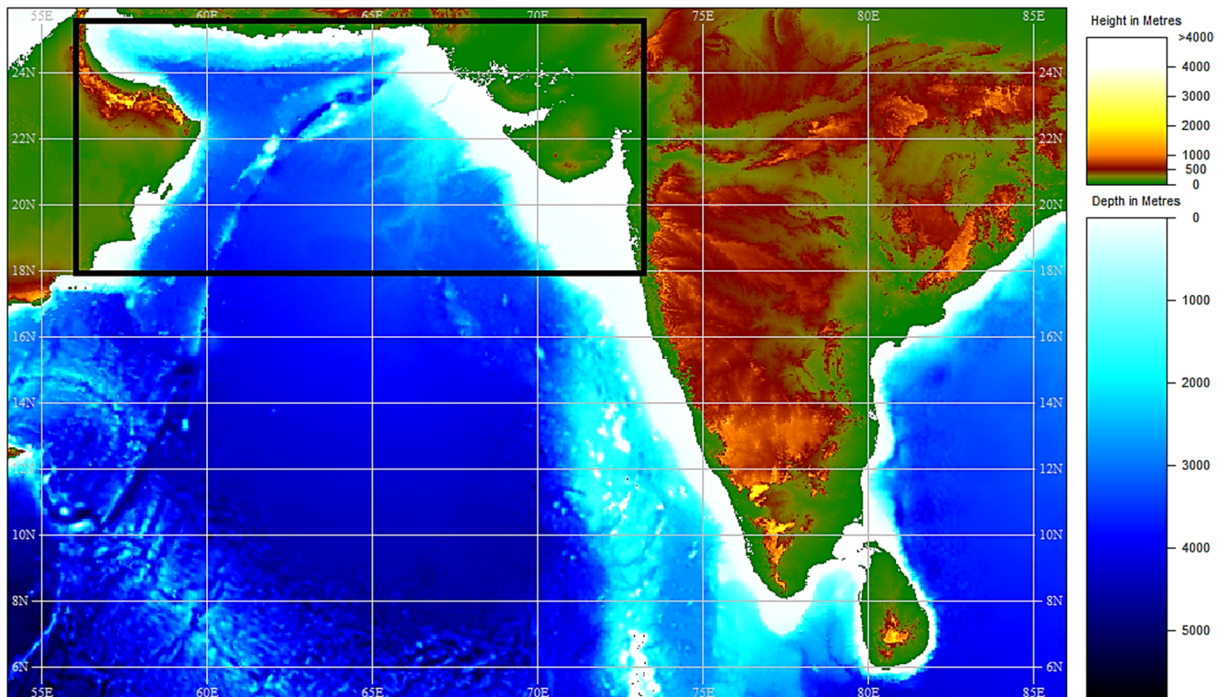
گسترده شده است. این منطقه، اقیانوس هند شمالی و کل دریای عمان و دریای عربی را در برمی گیرد (شکل ۳).

### ۲-۲. منطقه مورد مطالعه

منطقه‌ای که برای این مطالعه در نظر گرفته شده است، در طول جغرافیایی ۵۶/۲ درجه شرقی تا ۷۳/۲ درجه شرقی و از عرض جغرافیایی ۱۸ درجه شمالی تا ۲۵ درجه شمالی

### ۲-۳. شبکه عمق سنجی

به منظور شبیه‌سازی پدیده‌های بزرگ‌مقیاس تا میان‌مقیاس، دقیق‌ترین نقشه موجود عمق‌سنجی با دقت ۳۰ ثانیه از پایگاه<sup>۱</sup> GEBCO برای منطقه مورد مطالعه تهیه شده است. مشخصات این شبکه در جدول ۱ آورده شده است.



شکل ۳. توپوگرافی منطقه مورد مطالعه (۵۶/۲°E-۷۳/۲°E؛ ۱۸°N-۲۵°N)

جدول ۱. مشخصات شبکه عمق‌سنجی

مشخصات گرید محاسباتی					
لايه‌بندی قائم		محدوده افقی حوزه			
عمق بیشینه (بر حسب متر)		عرض جغرافیایی		طول جغرافیایی	
۳۸۴۰		(۱۸°N - ۲۵°N)		(۵۶/۲°E - ۷۳/۲°E)	
$\Delta z$ (m)	تعداد لایه‌ها	$\Delta y$ (m)	تعداد سلول	$\Delta x$ (m)	تعداد سلول
۵-۴۶۷	۲۰	۳۷۰۴	۲۱۰	۳۷۰۴	۵۱۰

کیلومتری انجام شده است. در مطالعه حاضر مدل‌سازی از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۶ انجام شده است و در این مدت، مدل به طور کامل به پایداری رسیده است. شرایط مرزی که برای مدل در نظر گرفته شده، شامل دو مرز باز شمالی و جنوبی

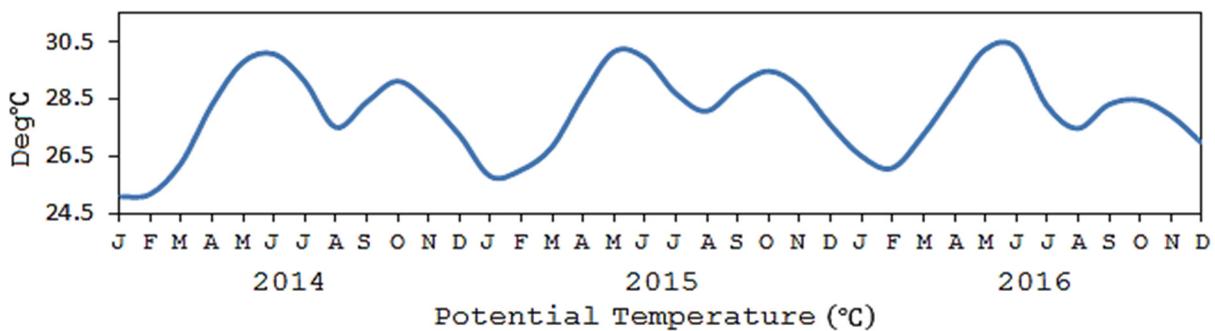
### ۲-۴. شرایط اولیه و شرایط مرزی

نزدیک بودن مقادیر شرایط اولیه به واقعیت سبب زودتر رسیدن مدل به حالت پایدار و دستیابی به نتایج دقیق‌تر خواهد شد. مدل‌سازی در ۲۰ لایه عمودی و شبکه افقی ۳/۴

### ۵-۲. شرط پایداری مدل

برای اطمینان از صحت کار مدل می‌توانیم آن را با استفاده از سری‌های زمانی دما یا شوری بررسی کنیم. هرچند، در پیکربندی مدل یک طرح‌واره محدود شار مرتبه سوم زمانی-مکانی انتخاب شده است که این طرح‌واره بی‌قید و شرط پایدار است، اما برای اطمینان خاطر از اینکه مشخصه‌های توده‌های آب به یک چرخه پایدار رسیده‌اند، سری زمانی تغییرات دمای لایه سطحی برای سه سال آخر مدل‌سازی در نقطه‌ای به مختصات تقریبی  $64/5$  درجه شرقی و  $18/5$  درجه شمالی در شکل ۴ رسم شده است. این شکل نشان می‌دهد که دما به یک چرخه پایدار رسیده است که نشان از پایداری مدل دارد.

است. مرز باز شمالی در سمت جنوب ایران و پاکستان واقع است که دارای تبادل جریان از طریق تنگه هرمز با خلیج فارس است و مرز باز جنوبی نیز جنوب دریای عربی را در برمی‌گیرد که دارای تبادل جریان با اقیانوس هند جنوبی است. (شکل ۳). در مرزهای باز جانبی داده‌های دما، شوری و جریانات مداری (U) و نصف‌النهاری (V) تا عمق  $3500$  متری و به صورت  $20$  لایه به مدل اعمال شده است. ضخامت لایه‌ها به این ترتیب است که لایه سطحی به ضخامت  $5$  متر و  $20$  لایه  $10$  متری، به تدریج ضخامت لایه‌ها را افزایش داده‌ایم. برای لایه آمیخته سطحی، ضخامت لایه‌های بالایی نیاز این مطالعه را برآورده می‌سازد. همچنین داده‌هایی که به مرز سطح آزاد اعمال شده‌اند، در بخش ۲ (مواد و روش کار) به تفصیل شرح داده شده است.



شکل ۴. سری زمانی تغییرات دما در لایه سطحی

دمایی ( $\Delta T = 1/8^\circ\text{C}$ ) و با استفاده از معادله حالت آب دریا، مطابق با انتخاب کارا و همکاران [۱۹] است و این معیار برای اختلاط بهینه آشفته‌گی مناسب است.

این تغییرات را می‌توان طبق رابطه کارا به لحاظ ریاضی، به شکل زیر بیان نمود:

$$\sigma_i = \sigma_i(T + \Delta T, S, P) - \sigma_i(T, S, P) \quad (3)$$

### ۳. بررسی نتایج

در این مطالعه عمق لایه آمیخته برای اقیانوس هند شمالی را با استفاده از مدل MITgcm با وضوح بالا تعیین نموده‌ایم و از فرمول کارا به عنوان معیاری برای تخمین عمق لایه آمیخته استفاده کرده‌ایم. چه بسا در برخی از مطالعات به اشتباه BLT را همراه با MLD به عنوان عمق لایه آمیخته در نظر گرفته‌اند و

### ۶-۲. معیار تعیین عمق لایه آمیخته (MLD)

تعیین عمق لایه آمیخته به مشخصات فیزیکی آب دریا مانند دما، شوری و چگالی بستگی دارد. برای تعیین MLD باید معیار مناسبی انتخاب شود و این بستگی به نوع مسئله‌ای دارد که مورد بررسی قرار می‌گیرد. به طور کلی، مقادیر عمومی استفاده شده برای معیار MLD، تغییر خالص از  $1^\circ\text{C}$  تا  $0.2^\circ\text{C}$

برای دما از سطح یا برای چگالی  $125-103/0 \text{ kg/m}^3$  از سطح است. به طور نمونه ویرتکی از  $1$  تا  $1/1$  درجه سانتی‌گراد نسبت به سطح [۱۷]، نارش کریشناویسا و همکاران این مقدار را  $10/8^\circ\text{C}$  [۱] و اسکات  $2^\circ\text{C}$  به ازای هر  $25$  متر و دیفانت  $0/5^\circ\text{C}$  به ازای هر  $10$  متر اتخاذ کرده‌اند [۱۸]. در این مطالعه اتخاذ این معیار برای تخمین MLD بر اساس تغییرات چگالی ( $\Delta\sigma_t$ ) مطابق تغییرات

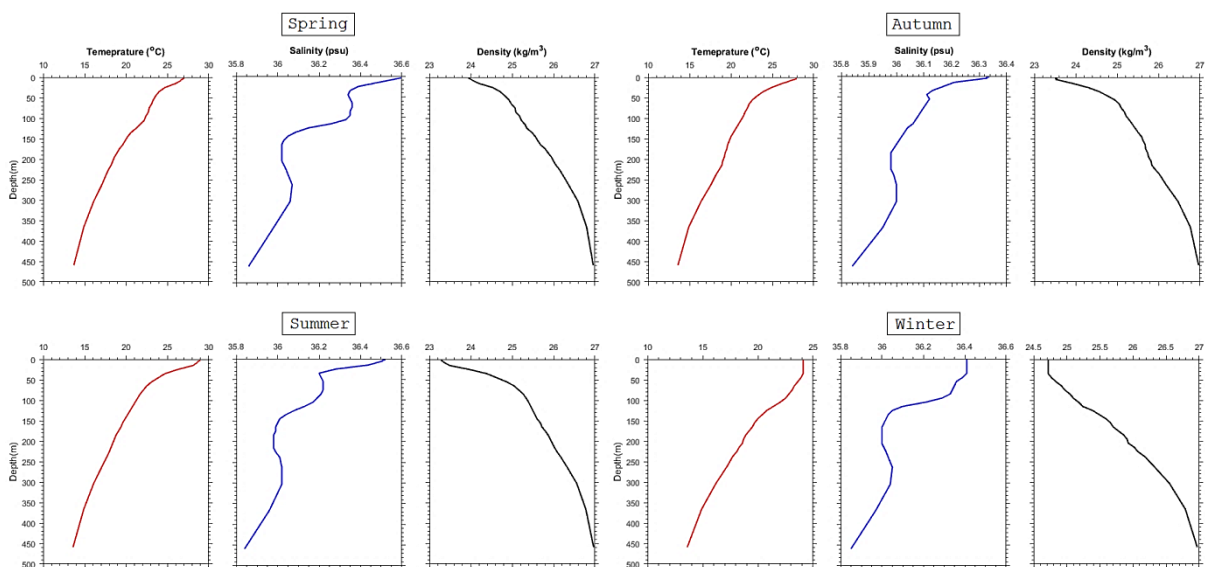
گرمای سطحی خالص در بهار و تابستان که باعث ترموکلاین‌های فصلی کم عمق در نواحی اقیانوس هند شمالی به ویژه کل دریای عربی شده، باعث مقادیر پایین MLD می شود. در جدول ۲ عمق لایه آمیخته برای همه ماه‌های سال ۲۰۱۴ بر اساس نتایج حاصل از مدل و در نظر گرفتن معیار چگالی و با توجه به رابطه کارا آورده شده است. ضخامت لایه حصری در موقعیت  $18/5N-64/5E$  در فصل‌های زمستان و بهار، حاصل از مدل به عمق ۱۰ متر است، در حالی که در فصل تابستان و ماه‌های گرم سال BL تقریباً در موقعیت یاد شده حضور ندارد.

بدون توجه به ILLD عمق لایه آمیخته را برحسب معیار دما محاسبه نموده‌اند، اما در این مطالعه برای تعیین دقیق MLD به این موارد کاملاً توجه شده است، زیرا در غیر این صورت عمق لایه آمیخته یک عمق واقعی نخواهد بود. برای انجام این کار MLD و BLT را برای تمامی ماه‌های سال به صورت مجزا محاسبه کرده‌ایم تا بتوان مقایسه بهتری از آن‌ها داشت. برای بررسی دقیق‌تر تغییرات دما، شوری و چگالی در راستای قائم، پروفایل آن‌ها را در فصل‌های مختلف سال و در موقعیت ( $22/5N-60/5E$ ) در شکل ۵ ترسیم نموده‌ایم. با توجه به این شکل در فصل‌های مختلف سال می‌توان عمق‌های ترموکلاین را نیز مورد ملاحظه قرار داد. افزایش

#### جدول ۲. نتایج عمق لایه آمیخته (MLD) و ضخامت لایه حصری (BLT)

در ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۴، بر اساس نتایج مدل و در موقعیت  $18/5N-64/5E$

ماه	MLD (m)	BLT (m)	ماه	MLD (m)	BLT (m)
ژانویه	۸۵	۱۰	جولای	۳۵	-
فوریه	۹۰	۱۰	آگوست	۳۵	-
مارس	۲۵	۱۰	سپتامبر	۴۰	-
آوریل	۱۵	-	اکتبر	۲۰	۱۰
می	۲۰	۱۰	نوامبر	۵۰	-
ژوئن	۳۰	۱۰	دسامبر	۶۵	-
مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه)	۹۰	۱۰	مونسون تابستانه (جولای/آگوست)	۳۵	-

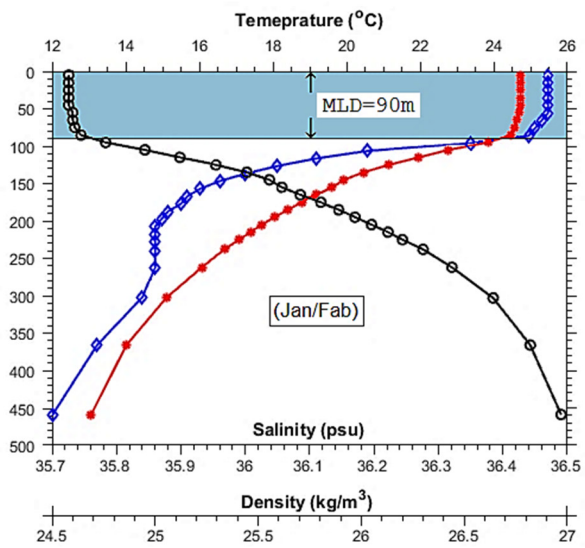
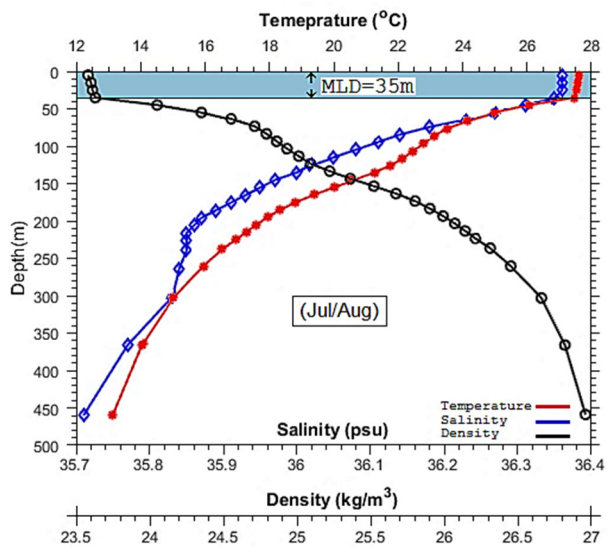


شکل ۵. پروفایل‌های قائم دما، شوری و چگالی، در فصل‌های مختلف سال ۲۰۱۴ و در موقعیت  $22/5N-60/5E$  حاصل از مدل MITgcm

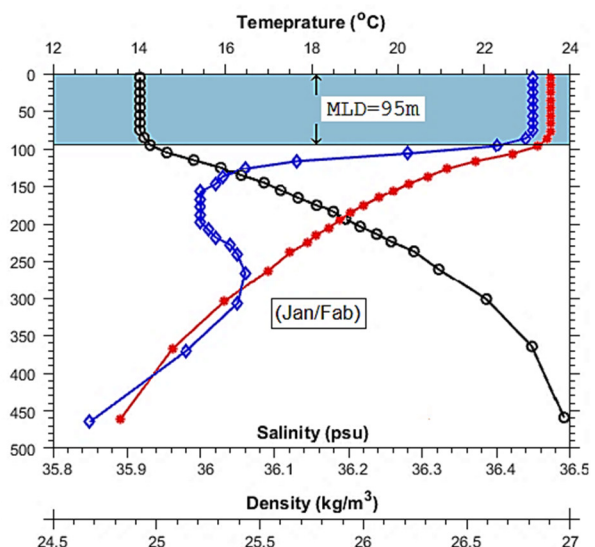
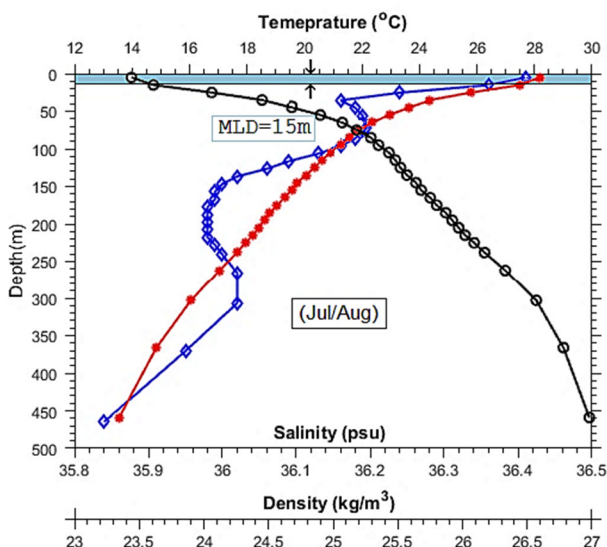


آورده شده است. مطابق این شکل در دریای عربی جنوب شرقی در خلال مونسون تابستانه (جولای/آگوست) لایه‌های آمیخته کم عمق با دامنه ۱۵ تا ۴۵ متر و در خلال مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه) با دامنه ۶۵ تا ۱۲۵ متر دیده می‌شود. نارش کریشناویسا و همکاران [۱] بر اساس اقلیم‌شناسی WOA این مقدار را در طی مونسون تابستانه در این ناحیه ۲۵ تا ۵۰ متر گزارش کرده‌اند.

در شکل‌های ۶ و ۷ عمق لایه آمیخته (MLD) برای دو موقعیت  $64/5E-18/5N$  و  $60/5E-22/5N$  برای هر دو مونسون تابستانه و زمستانه، با استفاده از خروجی مدل و با انتخاب معیار چگالی در مقایسه با پروفایل‌های دما و شوری آورده شده است. اندازه عمق لایه آمیخته در خلال هر دو مونسون در این شکل‌ها مشخص شده است. هرچند، این مقادیر در موقعیت‌های مختلف متفاوت است. توزیع فضایی کنتورهای MLD برای کل منطقه مورد مطالعه در شکل ۸



شکل ۶: اندازه عمق لایه آمیخته (MLD) بر اساس معیار چگالی در مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه) و مونسون تابستانه (جولای/آگوست) با مقایسه پروفایل‌های دما، شوری و چگالی در موقعیت  $64/5E-18/5N$  در سال ۲۰۱۴، حاصل از مدل MITgcm



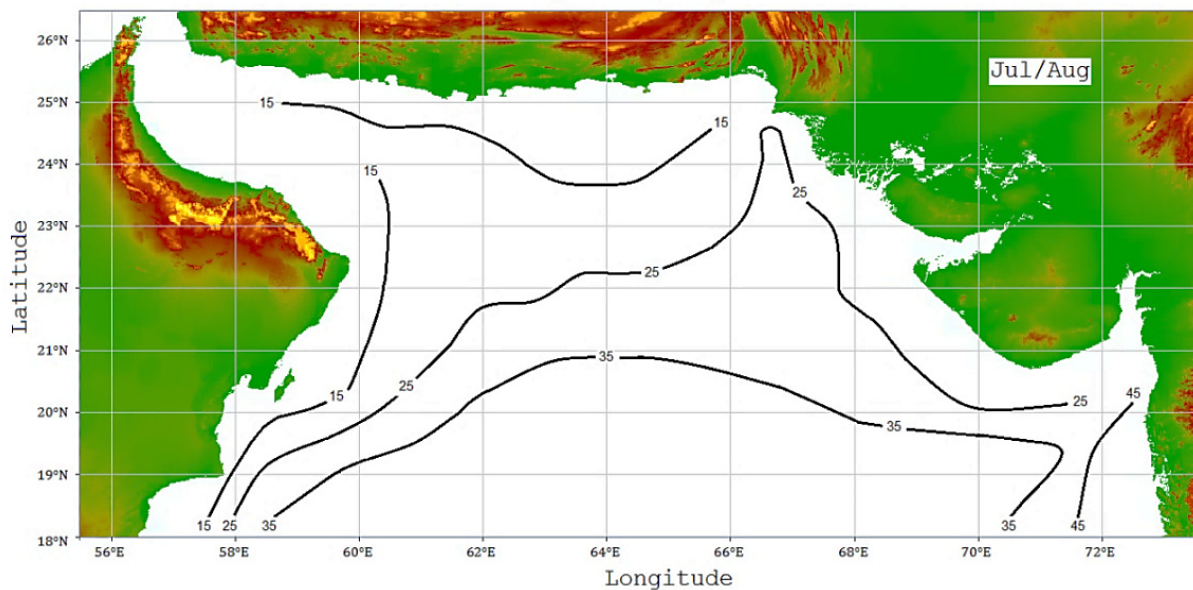
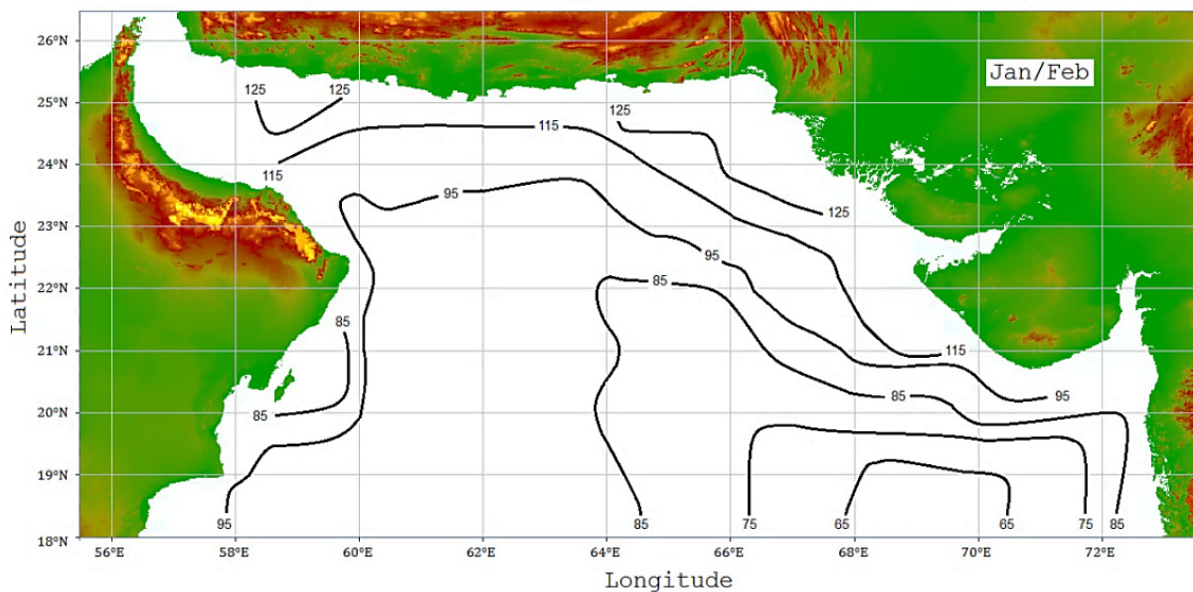
شکل ۷: مانند شکل ۶ اما برای موقعیت  $60/5E-22/5N$ .

مونسون تابستانه (جولای/آگوست) برای سال ۲۰۱۴، حاصل از مدل MITgcm آورده شده است، همان‌طور که از این

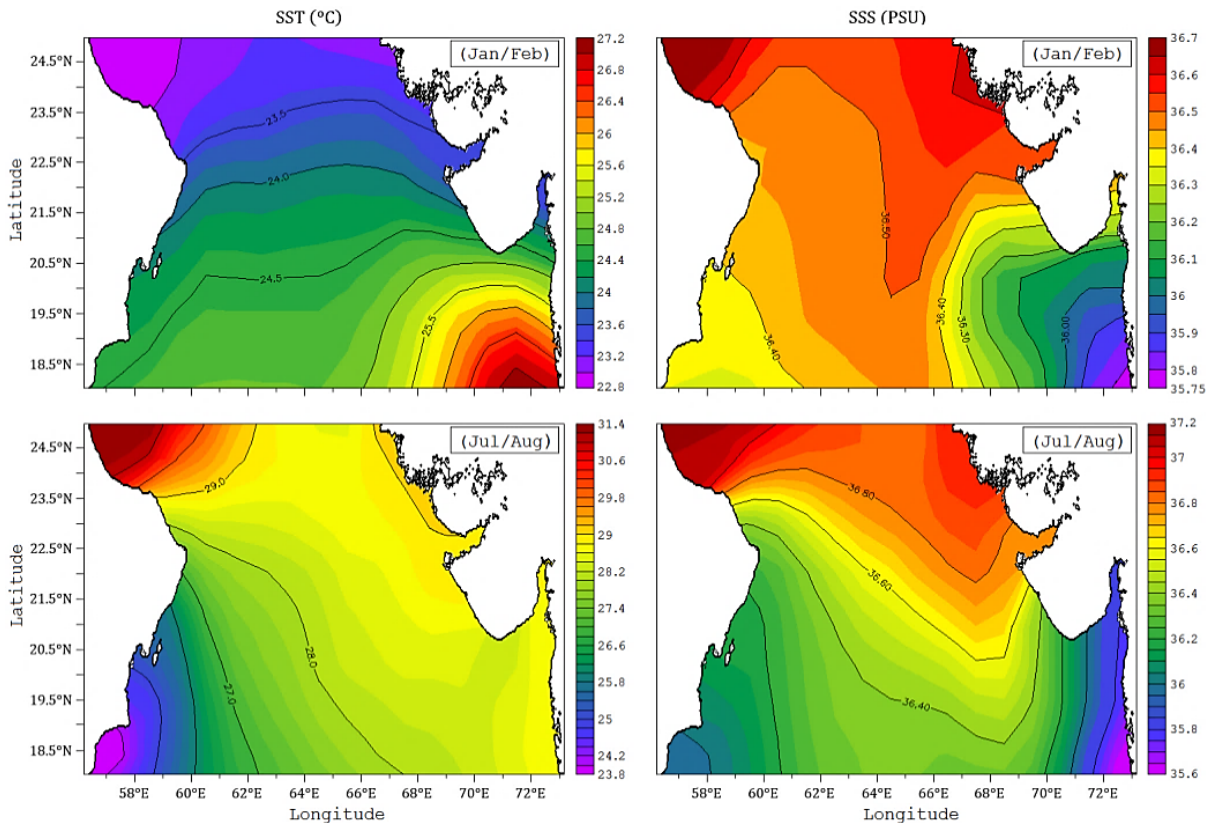
در شکل ۹، متوسط دمای سطح دریا (SST) و شوری سطح دریا (SSS) در خلال مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه) و

بنابراین در این نواحی لایه‌های آمیخته کم عمق هستند. در خلال مونسون تابستانه (جولای و آگوست) دمای سطح دریا بین  $۲۳/۸$  تا  $۳۱/۴$  درجه سانتی گراد و شوری سطح دریا نیز بین  $۳۵/۶$  تا  $۳۷/۱$  psu است. جالب اینکه بیشترین مقدار دمای سطح دریا با مقدار  $۳۱/۴$  درجه سانتی گراد در قسمت شمال غربی دریای عربی (نزدیک تنگه هرمز و خلیج فارس) یعنی در فاز مخالف با مونسون زمستانه دیده می‌شود. در خلال مونسون تابستانه نیز کمترین مقدار شوری در قسمت جنوب شرقی دریای عربی دیده می‌شود.

کتورها پیداست، دمای سطح دریا (SST) در خلال مونسون زمستانه بین  $۲۲/۸$  تا  $۲۷/۲$  درجه سانتی گراد و شوری سطح دریا نیز بین  $۳۵/۷۵$  تا  $۳۶/۷$  psu است. کمترین مقدار دمای سطح دریا در قسمت شمال غربی دریای عربی دیده می‌شود. با دقت در کتورهای شکل ۸ در آن منطقه می‌توان مشاهده کرد که عمیق‌ترین لایه‌های آمیخته به این قسمت تعلق دارند. از طرفی کمترین مقدار شوری سطحی در قسمت جنوب شرقی دریای عربی است، یعنی درجایی که به آب‌های جریان یافته و به نسبت شیرین خلیج بنگال نزدیک است؛



شکل ۸ توزیع کتورهای عمق لایه آمیخته (MID) در خلال مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه) و مونسون تابستانه (جولای/آگوست)، در سال ۲۰۱۴، حاصل از مدل MITgcm.



شکل ۹. متوسط SST و SSS در خلال مونسون زمستانه (ژانویه/فوریه) و تابستانه (جولای/آگوست) در سال ۲۰۱۴، حاصل از مدل MITgcm

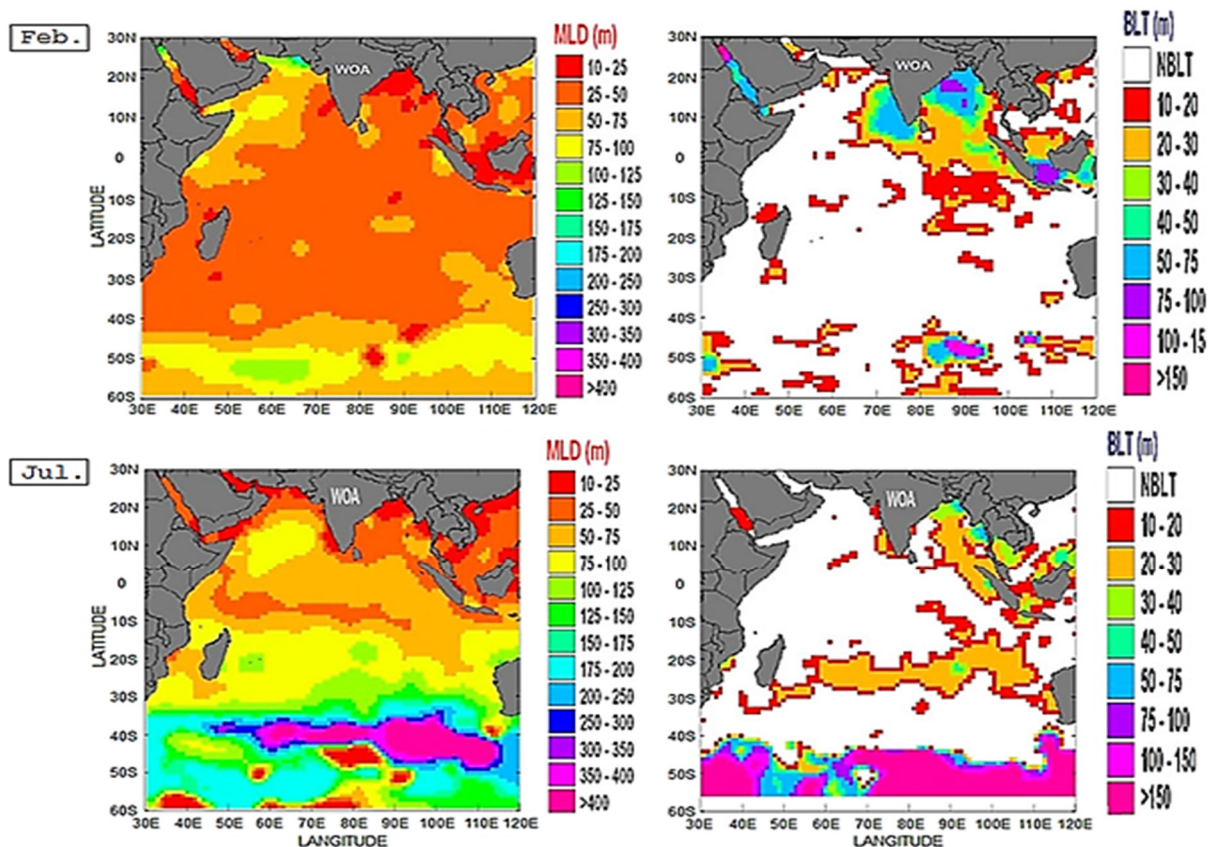
داده‌های WOA آورده شده است. به طور نمونه، در موقعیت  $18/5N-64/5E$  مقدار MLD در ماه جولای بر اساس WOA بین ۲۵ تا ۵۰ متر و مدل (شکل ۸) بین ۲۵ تا ۴۵ متر است. از طرفی، در ماه فوریه MLD بر اساس WOA بین ۷۵ تا ۱۲۵ متر و مدل بین ۶۵ تا ۱۲۵ متر است.

طبق نتایج مدل در ماه جولای BLT حضور ندارد، اما در ماه فوریه این لایه به عمق حدود ۱۰ متر در موقعیت  $18/5N-64/5E$  مشاهده می‌شود. از طرفی، کنتورهای شکل ۱۱، برای مونسون تابستانه و زمستانه از مطالعه پراساد و همکاران [۲۱]، بر اساس انتخاب معیار دما برای MLD تا کاهش  $1^{\circ}C$  در عمق فراهم آمده است. مطابق این شکل، مقادیر MLD در خلال ماه‌های مونسون در منطقه مورد مطالعه، با نتایج حاصل از مدل MITgcm سازگار است. این کنتورها در ناحیه اقیانوس هند شمالی و دریای عربی جنوبی با نتایج مدلی کنتورهای دما در شکل‌های ۲، ۶ و ۷ در برخی از موقعیت‌ها با تقریب خوبی سازگار است، زیرا انتخاب معیار MLD برحسب دما در این کنتورها عمق لایه آمیخته را کمی بیشتر از مقدار واقعی نشان می‌دهد.

### ۳-۱. ارزیابی نتایج مدل سازی (اعتبارسنجی مدل)

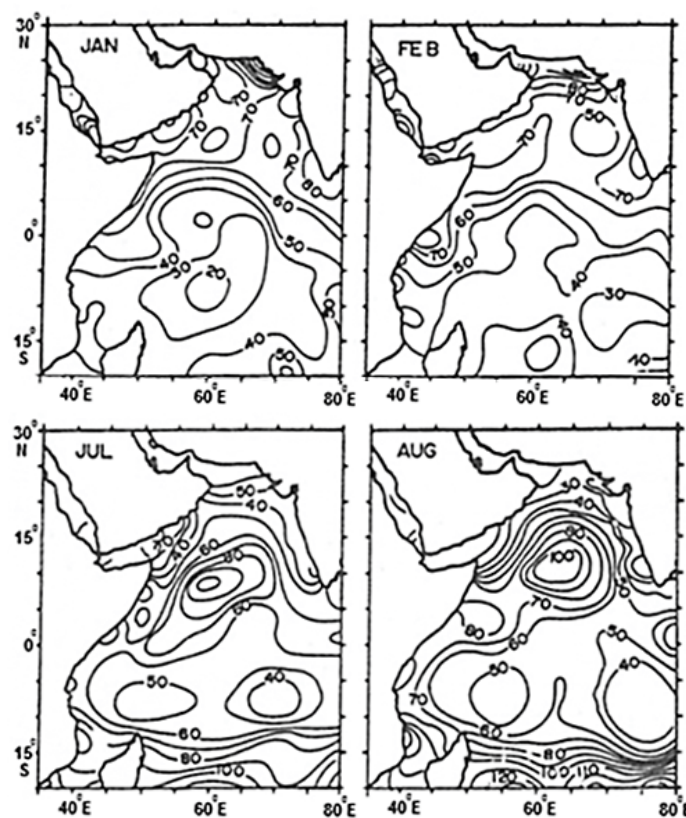
پیش‌بینی‌های به‌عمل‌آمده با مدل و نتایج حاصل از داده‌های اندازه‌گیری‌شده CTD، XBT در این منطقه [۲۰]، داده‌های WOA و با نتایج حاصل از تحقیق دیگران [۱] و [۲۱] مقایسه شده است.

دقت در نتایج کار آن‌ها و بررسی نتایج مدل‌سازی ما با استفاده از مدل MITgcm نشان می‌دهد که این مدل به خوبی نتایج را استخراج نموده و با نتایج اندازه‌گیری‌ها و کارهای دیگران سازگاری خوبی دارد. از طرفی دقت نتایج آماری و نموداری حاصل از این مدل با قدرت تفکیک ۲ دقیقه و انتخاب درست معیار تعیین MLD و بررسی BLT به تفصیل نتایج بهتری از عمق لایه آمیخته در اقیانوس هند شمالی فراهم آورده است که می‌تواند پیش‌بینی‌های خوبی برای کارهای هم‌راستا مانند گردش عمومی اقیانوس‌ها و پدیده‌های دیگر اقیانوسی در آینده فراهم سازد. در شکل ۱۰، عمق لایه آمیخته و ضخامت لایه حصری به‌طور نمونه برای مونسون زمستانه (فوریه) و مونسون تابستانه (جولای) حاصل از



شکل ۱۰. عمق لایه آمیخته (MLD) و ضخامت لایه حصری (BLT) در مونسون زمستانه (شکل های بالا) و مونسون تابستانه (شکل های پایین) حاصل از [

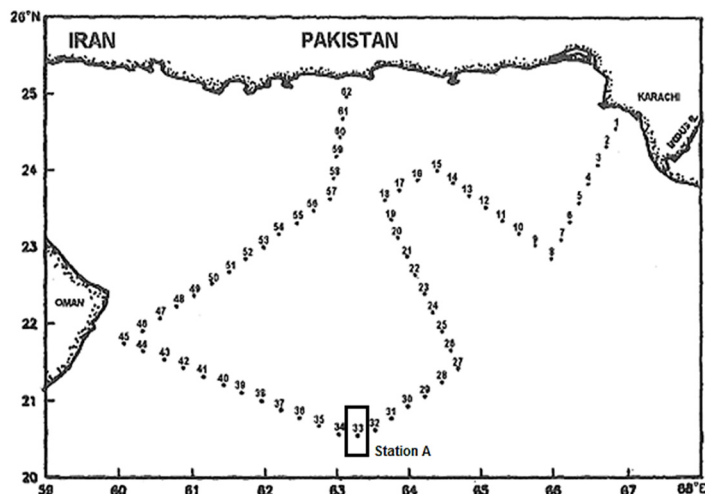
WOA]



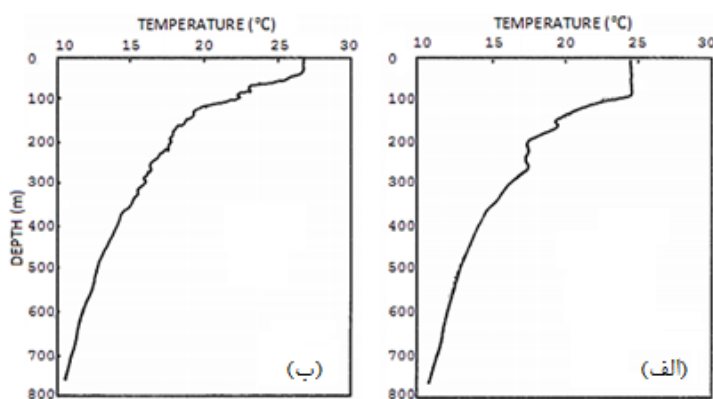
شکل ۱۱. کنتورهای ماهانه عمق لایه آمیخته (برحسب متر) در خلال مونسون تابستانه (جولای و آگوست) و زمستانه (ژانویه و فوریه) [۲۱]

اندازه‌گیری‌های XBT و شکل ۱۴ (حاصل از مدل) نشان می‌دهد که نتایج MLD برای مونسون تابستانه (متوسط جولای/آگوست) و زمستانه (متوسط ژانویه/فوریه) در هر دو حالت بر اساس معیار دما نیز در طی این دو فصل مونسون با هم سازگار هستند.

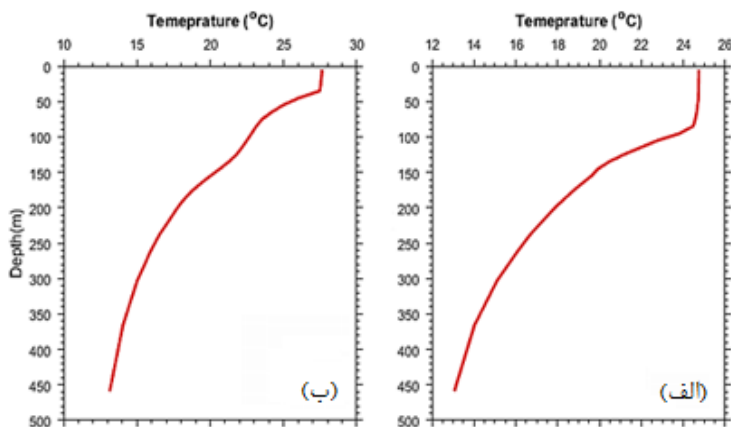
در مقایسه‌ای دیگر برای ارزیابی نتایج مدل MITgcm، نتایج آن را با استفاده از پروفایل‌های دما با نتایج اندازه‌گیری‌های XBT و CTD (شکل ۱۲) که توسط مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی پاکستان در منطقه مورد مطالعه انجام شده است [۲۰] مقایسه کرده‌ایم تا صحت نتایج مدل را بیشتر بررسی کنیم. دقت در پروفایل‌های شکل ۱۳ (حاصل از



شکل ۱۲. موقعیت ایستگاه‌های XBT در خلال مونسون تابستانه و زمستانه [۲۰]



شکل ۱۳. پروفایل دما در ایستگاه A شکل ۱۴ (حاصل از اندازه‌گیری؛ الف) مونسون زمستانه و ب) مونسون تابستانه [۲۰]



شکل ۱۴. پروفایل دما (الف) مونسون زمستانه و ب) مونسون تابستانه در موقعیت ۱۸/۵N-۶۴/۵E از شکل ۱۰، حاصل از مدل MITgcm

## ۴. نتیجه گیری

غربی آن است و لایه‌های آمیخته کم عمق در خلال مونسون تابستانه نسبت به مونسون زمستانه یافت می‌شوند. در اقیانوس هند شمالی بادهای وارون مونسونی، جریان‌ها، تبخیر، بارندگی، گرمای سطحی، الگوهای همگرایی/واگرایی باعث تغییرات عمق لایه آمیخته می‌شوند. عمق لایه آمیخته می‌تواند در مقیاس‌های زمانی روزانه، درون فصلی، فصلی و با توجه به موقعیت، شرایط فصلی و تغییرات اقلیمی (آب‌وهوای طوفانی، آسمان تیره و پوشیده از ابر) تغییر کند. به‌طور کلی، در طی فصل زمستان سرمایش لایه سطحی و حرکات متلاطم همراه با بادهای قوی و جریان‌های رانشی باعث عمیق شدن لایه آمیخته می‌شود. به همین دلیل بالاترین مقادیر عمق لایه آمیخته در زمستان و ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه یافت می‌شود. از طرفی در خلال مونسون تابستانه، بادهای ضعیف و گرمایش لایه سطحی در اثر افزایش تابش ورودی خورشیدی باعث کاهش عمق لایه آمیخته می‌شود. از سوی دیگر، ضخامت لایه حصار (BL) در موقعیت  $18^{\circ}N-64^{\circ}E$  فصل‌های زمستان و بهار به عمق ۱۰ متر دیده می‌شود، در حالی که در فصل تابستان و ماه‌های گرم سال این لایه تقریباً در موقعیت گفته شده حضور ندارد. در نوار حاره-ای، بارندگی شدید، با دو الگوی گردش همراه با رواناب رودخانه می‌تواند به تشکیل لایه حصار پایدار بینجامد.

در این پژوهش عمق لایه آمیخته (MLD) و ضخامت لایه حصار (BLT) را با استفاده از مدل MITgcm با وضوح  $3/4$  کیلومتر، با استفاده از معیار مناسب چگالی و رابطه کارا در اقیانوس هند شمالی، با لحاظ کردن ضخامت لایه حصار و نیز در نظر گرفتن لایه هم‌دما در اقیانوس تعیین کرده‌ایم. نتایج تحقیق و محاسبات نشان می‌دهد، این مدل با استفاده از قابلیت‌های بالایی که دارد و در بخش ۲-۱ نیز به آن اشاره شد، می‌تواند بسیاری از پدیده‌های مهم اقیانوسی را با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق و نیز به صورت جفت شده شرایط جوی و اقیانوسی را مورد توجه قرار دهد که به شبیه‌سازی‌ها و پیش‌بینی‌های بهتری منجر می‌شود، همچنین دارای خروجی‌های دقیق‌تری است.

در این مطالعه عمق لایه آمیخته با استفاده از یک مدل با قدرت تفکیک بالا و برحسب معیار تغییرات چگالی ( $\Delta\sigma_t$ ) و استفاده از معادله حالت آب دریا تعیین شده است که شوری و دما را هم شامل می‌شود. همچنین استفاده از رابطه کارا برای تشخیص ضخامت لایه حصار نتایج دقیق‌تری از عمق لایه آمیخته در این مطالعه فراهم آورده است. استفاده از این معیارها برای اختلاط بهینه آشفته‌گی لایه سطحی بسیار مناسب است.

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که تغییرات چشمگیری در عمق لایه آمیخته در دریای عربی از ساحل تا فراساحل وجود دارد. طبق اشکال و کنتورها در خلال مونسون تابستانه و در طول ماه‌های جولای و آگوست عمق لایه آمیخته ۱۵ تا ۴۵ متر است که بیشترین مقدار در قسمت جنوب شرقی حوزه در حدود ۴۵ متر است. همچنین در خلال مونسون زمستانه و در طول ماه‌های ژانویه و فوریه عمق لایه آمیخته به مقدار ۶۵ تا ۱۲۵ متر می‌رسد. در خلال مارس، آوریل و مه، عمق لایه آمیخته در کل نواحی اقیانوس هند شمالی کوچک است (کمتر از ۲۵ متر) که در این میان کمترین مقدار در ماه آوریل با مقدار ۱۵ متر دیده می‌شود. به‌طور کلی، در اقیانوس هند شمالی، MLD در سمت شرقی اقیانوس عمیق‌تر از سمت

## مراجع

- [1] Vissa NK, Satyanarayana AN, Kumar BP. Comparison of mixed layer depth and barrier layer thickness for the Indian Ocean using two different climatologies. *International Journal of Climatology*. 2013 Nov 15;33(13):2855-70.
- [2] Gregg MC. Structures and fluxes in a deep convecting mixed layer. *Dynamics of the Ocean Mixed Layer*. Hawaii Institute of Geophysics Special Publications. 1987 Jan 14;1:1-23.
- [3] Sastry JS, D'souza RS. Oceanography of the Arabian Sea during southwest monsoon season, part I: thermal structure. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*. 1970;21:367-82.
- [4] Han W, McCreary JP. Modeling salinity distributions in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001 Jan 15;106(C1):859-77.

- [15] Gill A. Atmospheric-ocean dynamics. New York: Academic Press; 1982. p.599-600. (Vol 30)
- [16] 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](http://mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html).
- [17] Wyrski K. Oceanographic atlas of the international Indian Ocean expedition. Amerind Publishing Co.; 1988.
- [18] Defant A. Physical oceanography. Pergamon; 1961.
- [19] Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE. Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003 Mar;108(C3).
- [20] Ali A, Ahmed SN, Kazi LI, Tabrez M, Amjad S. Seasonal variation of mixed layer depth in the North Arabian Sea. *Pakistan Journal of Marine Sciences*. 1995;4(1):1-4.
- [21] Rasad TG, Bahulayan N. Mixed layer depth and thermocline climatology of the Arabian Sea and western equatorial Indian Ocean. 1996;25:189-194.
- [5] Obata A, Ishizaka J, Endoh M. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996 Sep 15;101(C9):20657-67.
- [6] Lewis MR, Carr ME, Feldman GC, Esaias W, McClain C. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*. 1990 Oct;347(6293):543.
- [7] Thadathil P, Thoppil P, Rao RR, Muraleedharan PM, Somayajulu YK, Gopalakrishna VV et al. Seasonal variability of the observed barrier layer in the Arabian Sea. *Journal of Physical Oceanography*. 2008 Mar;38(3):624-38.
- [8] Weller RA, Fischer AS, Rudnick DL, Eriksen CC, Dickey TD, Marra J et al. Moored observations of upper-ocean response to the monsoons in the Arabian Sea during 1994–1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002 Jan 1;49(12):2195-230.
- [9] Ramesh Babu V, Sastry JS. Summer cooling in the east central Arabian Sea—a process of dynamic response to the southwest monsoon. *Mausam*. 1984;35:17-26.
- [10] Das VK, Gouveia AD, Varma KK. Circulation & Water Characteristics on Isanosteric Surfaces in the Northern Arabian Sea during February–April. *Indian Journal of Marine Sciences*. 1980;9:156-165.
- [11] Krishna VV, Sadharam Y, Babu VR. Variability of mixed layer depth in the northern Indian Ocean during 1977 and 1979 summer monsoon seasons. *Indian Journal of Marine Sciences*. 1988;17:258-264.
- [12] Sprintall J, Tomczak M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1992 May 15;97(C5):7305-16.
- [13] de Boyer Montégut C, Mignot J, Lazar A, Cravatte S. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007 Jun 1;112(C6).
- [14] Jaffrés JB. Mixed layer depth seasonality within the Coral Sea Based on Argo Data. *PloS one*. 2013 Apr 11;8(4):e60985.

### پی نوشت

1. Mixed Layer Depth
2. Barrier Layer Thickness
3. Langmuir circulation
4. Upwelling/Downwelling
5. Isothermal Layer Depth
6. Halocline
7. Thermocline
8. Boussinesq approximation
9. finite volume
10. General Bathymetric Chart of the Oceans
11. Courant–Freidrichs–Lewy (CFL)