

مدل‌سازی سه بعدی جریان باد رانده در اقیانوس هند شمالی در خلال مونسون

سعید ملا اسماعیل پور^۱، مهدی محمد مهدیزاده^{۲*}، اسماعیل حسن‌زاده^۳، محمدرضا خلیل‌آبادی^۴

۱- دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، پست الکترونیکی: esmaeilpour@aut.ac.ir

۲- استادیار فیزیک دریا، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، پست الکترونیکی: mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

۳- استاد فیزیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان، پست الکترونیکی: shz@phys.ui.ac.ir

۴- استادیار فیزیک دریا، دانشگاه صنعتی مالک اشتر، شیراز، پست الکترونیکی: khalilabadi@mut.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۷/۹/۱۴

* نویسنده مسوول

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۱۰

چکیده

هدف از این پژوهش طراحی و شناسایی برخی از ماهیت‌ها و ویژگی‌های جریانات سطحی در اقیانوس هند شمالی است. الگوی سه بعدی گردش جریانات سطحی باد رانده، توزیع دما (SST) و شوری سطح دریا (SSS) در اقیانوس هند شمالی با استفاده از مدل عددی MITgcm با تفکیک‌پذیری ۲ دقیقه افقی و قائم ۲۰ ترازه در خلال مونسون شبیه‌سازی گردید و مدل بعد از ۱۷ سال به پایداری رسید. این دقت برای بازتولید گردش اقیانوسی و چرخابه‌ها دقیق و مناسب است. داده‌های دما، شوری، باد، شار گرمای خالص، تبخیر منهای بارش به عنوان داده‌های اولیه به مدل معرفی گردید. براساس نتایج، در تابستان (ماه آگوست)، فراجوشی در نزدیکی چابهار و در موقعیت 24°N و 61°E رخ می‌دهد و همچنین یک آنتی‌سیکلون قوی در موقعیت 18°N و $56/5^{\circ}\text{E}$ شناسایی گردید که بعد از گردش ساعتگرد وارد دریای عربی شمالی می‌گردد. جریان مونسون تابستانه در خلال مونسون تابستانه از می تا آگوست به سمت شرق و جریان مونسون زمستانه از نوامبر تا فوریه به سمت غرب جریان می‌یابد. همچنین جت رأس‌الحد در جنب ساحل عمان در مدل به خوبی قابل شناسایی است.

کلمات کلیدی: گردش مونسون، رأس‌الحد، دمای سطح دریا، شوری سطح دریا، اقیانوس هند شمالی، مدل MITgcm

۱. مقدمه

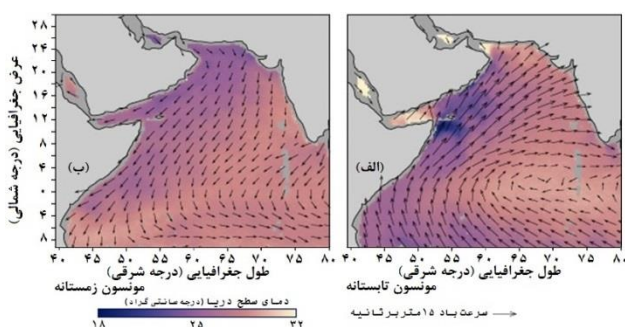
گردش ترموهالین^۴ و نیروهای دورادور می‌باشد. از مشخصات اصلی اقیانوس هند شمالی وجود بادهای مونسون شمال شرقی در زمستان (از نوامبر تا فوریه) و بادهای مونسون جنوب غربی در تابستان (از می تا آگوست) است. اگرچه در سایر اقیانوس‌های جهانی بادهای مونسون می‌وزند، اما هیچ کدام از آنها، مشخصات بادهای مونسون اقیانوس هند را ندارند. شناخت الگوی جریان و توانایی بهبود درک و پیش بینی گردش اقیانوس هند شمالی و نیز بازخورد ناشی از اقیانوس به جو برای درک مونسون و تغییرات

اقیانوس هند در ناحیه شمالی آن که شامل دریای عربی و خلیج بنگال است، در میان دریاهای عرض جغرافیایی پایین منحصر به فرد است، به طور نمونه این اقیانوس در مرز شمالی آن در ۲۵ درجه شمالی توسط خشکی محصور شده است. اکوسیستم‌های این اقیانوس بسیار تحت تأثیر بادهای مونسون، فرآیندهای لایه آمیخته^۱، لایه صوتی^۲، لایه حصار^۳، فرآیندهای

³ Barrier Layer
⁴ Thermohaline

¹ Mixed Layer Depth (MLD)
² Sonic Layer

Shetye et al., ۱۹۹۸؛ Brous et al., ۲۰۰۴؛ Sheno et al., ۲۰۰۸؛ Shetye et al.,



شکل ۱: جهت بادهای مونسون در اقیانوس هند شمالی، الف) مونسون تابستانه و ب) مونسون زمستانه از مشاهدات NASA.

در خلال اکتبر تا دسامبر، آب نسبتاً شیرین‌تر خلیج بنگال از طریق جریان ساحلی هند شرقی به دریای عربی وارد می‌گردد، ویژگی‌های این جریان در جریان ساحلی هند غربی تا نواحی شمالی دریای عربی قابل تشخیص است. نقش رواناب رودخانه، بارندگی و انتقال آب شیرین از خلیج بنگال به دریای عربی با استفاده از مطالعات مدل‌سازی شناخته شده است (Girishkumar et al., ۲۰۱۳؛ Benschila et al., ۲۰۱۴؛ Akhil et al., ۲۰۱۵؛ Chaitanya et al., ۲۰۰۶؛ Diansky et al., ۲۰۰۷؛ Wu et al., ۲۰۱۰؛ Sharma et al., ۲۰۱۰).

علاوه بر موارد ذکر شده در بالا، تغییرات دما و شوری در لایه سطحی نیز بر گردش جریانات سطحی در سواحل اقیانوس هند تأثیر می‌گذارند. به طور نمونه، شوری بر چندین پدیده آب و هوایی نظیر چرخند حاره‌ای، بارندگی مونسون (Sanilkumar et al., ۱۹۹۴؛ Vinayachandran et al., ۲۰۱۵)، گردش اقیانوسی و تشکیل آب‌های سطحی چگال در عرض‌های جغرافیایی بالا تأثیر می‌گذارد. همچنین تغییرات کوچکی در دمای سطح دریا (SST) منجر به پاسخ قابل توجهی از جو بالایی شده که منجر به تغییرات اقلیمی منطقه‌ای و جهانی از طریق برهمکنش‌های جوی می‌گردد (Ebenezer et al., ۲۰۱۲). اگرچه دریای عربی و خلیج بنگال تقریباً به مقدار یکسانی گرمای تابشی خالصی را دریافت می‌کنند، اما مقادیر دمای سطحی در این دو حوزه یکسان نیستند، زیرا بادهای وارون‌پذیر مونسونی و سیستم جریانی، روند انتقال گرمای سطحی و ساختار حرارتی را تحت تأثیر قرار می‌دهند (Sheno et al., ۲۰۰۲). از طرفی، زمانی که باد بر سطح اقیانوس می‌وزد، تکانه را بر سطح آن انتقال می‌دهد، از این رو تلاطم شروع شده و این باعث اختلاط و آمیختگی آب

اقلیمی اهمیت زیادی در زندگی ساکنان آن نواحی دارد. در زمستان بادهای تجاری شمال شرقی، هوای سرد و خشک قاره‌ای را به دریای عربی شمالی وارد می‌کند (Morrison, ۱۹۹۷؛ Schott و Fischer, ۲۰۰۰). در زمستان در حالی که جریانات تمایل به ضعیف شدن دارند، در تابستان، بادهای مونسون جنوب غربی موجب وقوع توفان‌هایی در هند می‌گردند. از طرفی، این بادهای هر ساله باعث وقوع فراجوشی^۱ می‌شوند. خط واصل بین مسقط (رأس‌الحد) تا چابهار و از چابهار تا سواحل شرقی آن اغلب فراجوشی رخ می‌دهد (Azarmsa et al., ۲۰۰۸). اهمیت فراجوشی بالا آوردن مواد مغذی از عمق‌های زیرین به سطح بوده (Sharda et al., ۲۰۰۸) و این باعث افزایش جمعیت فیتوپلانکتون‌ها در دریای عربی می‌گردد. در زمستان بادهای شمال شرقی موجب فرونشاندن فراجوشی و کاهش جمعیت آنها می‌گردد. ناحیه فراجوشی اصلی در اقیانوس هند شمالی، در ساحل غربی دریای عربی، عمدتاً در امتداد ساحل سومالی واقع است که شدت آن در امتداد ساحل عمان دیده می‌شود (Schott et al., ۱۹۹۰؛ Schott, ۲۰۰۱؛ McCreary, ۲۰۰۱). علاوه بر مواردی که در بالا اشاره گردید، وجود عوارض طبیعی، ویژگی‌ها و طبیعت‌های منحصر به فرد اقیانوس هند شمالی نسبت به بقیه اقیانوس‌های جهانی اهمیت مطالعه را بیش‌تر کرده است.

همان‌طور که در بالا اشاره گردید، بادهای مونسون از مهم‌ترین بادهایی هستند که با شدت‌های متفاوت بر پهنه اقیانوس هند شمالی می‌وزند و جهت این بادهای دو بار در سال تغییر می‌کند. شکل ۱ جهت بادهای مونسون در طول مونسون تابستانه و زمستانه همراه با دمای سطحی را از تصاویر ماهواره‌ای ناسا^۲ (https://earthobservatory.nasa.gov) در سال ۱۹۹۹ نشان می‌دهد.

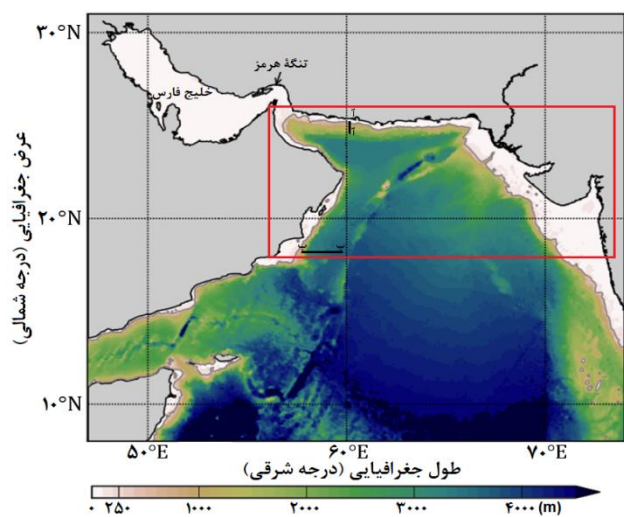
به طور کلی، جریان‌های سطحی در خلال مونسون تابستانه به سمت شرق و در خلال مونسون زمستانه به سمت غرب جریان پیدا می‌کنند (Schott et al., ۲۰۰۹). به عبارت دیگر، بادهای مونسون باعث شدت بخشی گردش متغیر فصلی در دریای عربی می‌شوند (Trott et al., ۲۰۱۷؛ McCreary و Schott, ۲۰۰۱). گردش در هر نقطه، هم توسط نیروی محلی و هم توسط نیروی دورادور اعمال می‌گردد که سیگنال‌های این نیروها با استفاده از امواج استوایی و امواج ساحلی حمل می‌گردند. برخی از مطالعات به اهمیت نیروی محلی و نیروی دورادور برای گردش در دریای عربی تأکید کرده‌اند (Shankar, ۱۹۹۷؛ Brous et al., ۱۹۹۴).

^۱ Upwelling

^۲ NASA Earth Observatory

برای دیدن اثرات جو بر روی دریا، نیاز به کوپل (جفت کردن) مدل‌های جوی و اقیانوسی است و یکی از ویژگی‌های مدل MITgcm انجام و محاسبه این عمل است. مدل MITgcm راستای قائم از شبکه کارترین z (مختصات z) و در راستای افقی از شبکه آراکاوای C استفاده می‌کند.

در این مدل شبکه افقی می‌تواند به صورت مختصات کروی یا دکارتی با صفحه f (پارامتر کوریولیس ثابت) یا صفحه β (پارامتر کوریولیس با عرض جغرافیایی متغیر) انتخاب شود که در این مطالعه با توجه به دقت کار، مختصات کروی و صفحه β انتخاب شده است. منطقه مورد مطالعه بین ۱۸ تا ۲۵ درجه شمالی و ۵۶/۲ تا ۷۳/۲ درجه شرقی قرار دارد که در شکل ۳ با کادر مستطیل قرمز مشخص شده است.



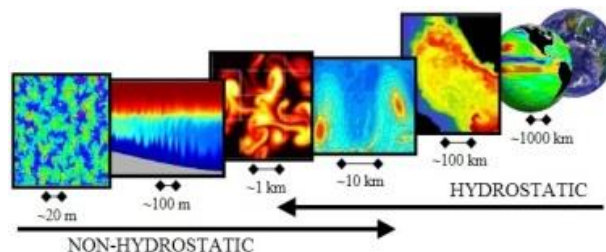
شکل ۳: عمق‌سنجی منطقه مدل‌سازی شده در شمال اقیانوس هند که در شکل با مستطیل قرمز مشخص شده است.

به این منظور دقیق‌ترین نقشه موجود عمق‌سنجی با دقت ۳۰ ثانیه از پایگاه داده‌های GEBCO (۴ https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathy) (metry_data) برای منطقه مورد مطالعه دریافت گردید. سپس محدوده عمق‌سنجی به تفکیک مکانی ۲ دقیقه (۳۷۰۴ متر در امتداد مداری و نصف‌النهاری) تبدیل گردید. برای اینکه معادلات در ناحیه پیکنوکلاين با دقت کافی حل شوند، در راستای قائم (محور z) از شبکه کارترین Z استفاده شده و مدل به ۲۰ لایه با ضخامت‌های متغیر تقسیم شده است. به طوری که لایه سطحی به ضخامت ۵ متر و سپس ۱۰ لایه ۱۰ متری انتخاب شده است، به طوری که پایین‌ترین لایه ۶۴۵ متر بوده و عمق کل ۳۰۰۰ متر

می‌شود (Mollaesmaeilpour et al., ۲۰۱۸). براساس مقایسه‌ای بین دریای عربی و خلیج بنگال در خلال مونسون تابستانه، Suryachandra و همکاران (۲۰۱۱) به این نتیجه رسیدند که بادهای نسبتاً ضعیف‌تر در خلیج بنگال (همراه با لایه‌بندی بسیار قوی شوری) منجر به حفظ SSTهای بیش‌تر در خلیج بنگال نسبت به دریای عربی می‌گردد. اما در نیمه غربی دریای عربی در طول فصل مونسون سرمایش محسوس وجود دارد و دمای سطح دریا پایین است. Anjaneyulu (۱۹۸۰) گزارش نمود که دماهای سطحی پایین در دریای عربی در طول مونسون جنوب غربی، به علت فراجوشی و مقدار زیادی تلفات گرما از دریا است. Han و Duncan (۲۰۰۹) نیز اظهار داشتند که در خلیج بنگال، تغییرات شار گرمای نهان تأثیر قوی‌تری بر SST نسبت به فراجوشی و فرارفت ناشی از تنش باد دارد. Emery (۱۹۵۹) دمای سطحی دریای عربی را بین ۲۳/۹ تا ۳۲/۲ °C و Wyrcki و همکاران (۱۹۷۱) شوری‌های ۳۵/۲ تا ۳۶/۸ psu را در دریای عربی شمالی تخمین زدند. Antonov و همکاران (۲۰۱۰) و Chatterjee و همکاران (۲۰۱۲) نیز به شوری‌های در حدود ۳۵ تا ۳۷ psu دست یافتند.

۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش از یک مدل گردش عمومی اقیانوسی، مدل MITgcm برای شبیه‌سازی گردش بادرانده در اقیانوس هند شمالی استفاده گردید. مدل MITgcm بارها از طریق مقایسه با حل‌های تحلیلی (Legg و Klymak, ۲۰۰۸) یا نتایج مدل‌های عددی (Berntsen et al., ۲۰۰۸) برای مطالعه و شبیه‌سازی پدیده‌های جوی و اقیانوسی در محدوده‌های گوناگون از گردش بزرگ مقیاس تا فرآیندهای میان مقیاس و کوچک مقیاس (شکل ۲) در مناطق آبی مختلف جهان استفاده شده و قابلیت آن در شبیه‌سازی پدیده‌ها به اثبات رسیده است.



شکل ۲: دامنه‌های کاربرد مدل MITgcm برای حالت‌های هیدروستاتیکی و غیرهیدروستاتیکی پدیده‌های مختلف.

گرفتن تقریب بوسینسک^۳ برای یک سیال تراکم‌ناپذیر و با گسسته‌سازی حجم محدود مکانی بر روی شبکه محاسباتی مکعبی حل می‌کند. این معادلات (روابط ۱ تا ۷)، در سیستم مختصات کروی (λ, ϕ, Z) به صورت زیر هستند (۲۰۱۸):

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} - A_h \nabla_h^2 u - A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\tau_x}{\rho_0 \Delta z_s} \quad (1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} - A_h \nabla_h^2 v - A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{\tau_y}{\rho_0 \Delta z_s} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_h \cdot \mathbf{r} \mathbf{u} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} - K_h \nabla_h^2 \theta - K_z \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = -\lambda_\theta (\theta - \theta^*) - \frac{1}{C_p \rho_0 \Delta z_s} Q \quad (4)$$

$$\frac{DS}{Dt} - K_h \nabla_h^2 S - K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = -\lambda_s (S - S^*) - \frac{S_0}{\Delta z_s} (E - P - R) \quad (5)$$

$$p' = g \rho_0 \eta + \int_{-z}^0 \rho' dz \quad (6)$$

$$\rho' = -\alpha_\theta \rho_0 \theta' \quad (7)$$

در روابط بالا \mathbf{u} و \mathbf{v} به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف-النهاری بردار جریان \mathbf{u} هستند که در مختصات کروی به صورت $(u = \frac{Dx}{Dt} = r \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, v = \frac{Dy}{Dt} = r \frac{D\phi}{Dt})$ بیان می‌گردند که ϕ عرض جغرافیایی، λ طول جغرافیایی، r شعاع زمین و $\frac{D}{Dt}$ مشتق تام است. ضرایب لاپلاس افقی $A_h = 5 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ و قائم افقی $A_z = 1 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ نیز به ترتیب برای محاسبه ضرایب انتشار برای صحت‌سنجی و تعیین پهنای لایه مانک و به ویژه شرایط پایداری مدل مهم هستند. عملگر لاپلاسین ∇^2 پخش ویسکوز (چسبندگی) را فراهم می‌سازد و همچنین پخش حرارتی و

است. این نوع تقسیم‌بندی برای بررسی گردش جریانات سطحی، به ویژه برای لایه‌های بالایی اقیانوس، برای بررسی جریان‌های وارون مونسونی مناسب است. کم بودن ضخامت لایه‌های سطحی در لایه‌های بالایی اقیانوس با توجه به عمق ترموکلاین در منطقه مورد مطالعه، الگوی گردش جریان‌های سطحی را به خوبی نمایان می‌سازد. در مدل MITgcm معادلات به روش حجم محدود حل می‌گردند. روش حجم محدود^۱ یکی از روش‌های عددی برای حل تقریبی معادلات دیفرانسیل و در واقع نوعی از روش اجزاء محدود است که در آن روش تقریب انتگرال‌ها با روش اجزای محدود متفاوت است. روش حجم محدود مبتنی بر درک مستقیم و پشتیبانی از رفتار هندسه‌های نامنظم با استفاده از شبکه‌های منحنی متعامد و سلول‌های تراشیده^۲ است. در مدل MITgcm اجرای یک فرآیند را می‌توان به صورت موازی پردازش کرد. در پردازش موازی اجرای یک فرآیند به طور هم-زمان، عموماً با تقسیم عملیات پردازش بر روی چندین پردازنده به منظور افزایش کارایی و در نهایت سرعت بخشیدن برای رسیدن به جواب انجام می‌گیرد. روش انجام عملیات به این صورت است که هر مسأله به طور معمول قابل تقسیم به چندین مسأله با اندازه کوچک‌تر است که این مسأله‌های کوچک‌تر می‌توانند به صورت هم‌زمان حل شده و در نهایت با هم ادغام شوند تا نتیجه نهایی سریع‌تر به دست آید. در واقع در این روش هر پردازنده خاص می‌تواند به طور مجزا کار کند و پس از هر گام زمانی با تبادل شرایط مرزی به روز شود. کاهش زمان محاسبه، امکان حل مسائل بزرگ‌تر، غلبه بر محدودیت‌های حافظه، صرفه اقتصادی و استفاده از فناوری‌های روز از جمله برتری‌هایی است که برای پردازش موازی نسبت به پردازش متوالی (روش قدیمی پردازش اطلاعات) به حساب می‌آید که مدل MITgcm قابلیت انجام این کار را به خوبی دارد.

در مدل، ابتدا تحت تمام شرایط دینامیکی یک معادله دو بعدی بیضوی برای شناسایی فشار سطح حل می‌گردد و فشار هیدروستاتیک در تمام سطوح از طریق وزن آب بالای سیال محاسبه می‌گردد. معادلات اندازه حرکت افقی به صورت پیش‌رو گام‌بندی شده و سرعت قائم با استفاده از معادله پیوستگی محاسبه می‌شود. مدل MITgcm معادله‌های ناویر-استوکس را در حالت غیرخطی، تراکم‌ناپذیر و غیرهیدروستاتیکی، با در نظر

¹ Finite Volume Method

² shaved cells

³ Boussinesq Approximation

خروجی مؤثر (از سطح دریا) (Q_B)، شار گرمای محسوس (Q_H)، شار گرمای نهان (Q_E) و مؤلفه‌های سرعت باد مداری (u) و نصف‌النهاری (v) (در ارتفاع ۱۰ متری سطح دریا) حاصل از پایگاه داده‌های نوا (www.noaa.gov) و همچنین سازمان مرکز اروپایی برای پیش‌بینی‌های هواشناسی^۳ (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets) دریافت شدند. تنش باد مداری (τ_u) و نصف‌النهاری (τ_v) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\tau_u = \rho_a * C_d * W_s * u_{10} \quad (8)$$

$$\tau_v = \rho_a * C_d * W_s * v_{10} \quad (9)$$

که در اینجا $\rho_a = 1/22 \text{ kgm}^{-3}$ چگالی هوا در سطح، C_d ضریب دراگ، u_{10} و v_{10} به ترتیب بادهای مداری و نصف-النهاری در ارتفاع ۱۰ متری از سطح دریا و $W_s = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$ سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری است. ضریب دراگ در ارتفاع ۱۰ متری برای سرعت‌های باد بین ۴-۱۱ m/s مقدار $Cd = 1/10 \times 2^{-3}$ و برای سرعت‌های باد بین ۱۱-۲۵ m/s مقدار $Cd = (0.049/0.69 W_s) \times 10^{-3}$ (Large & Pond, ۱۹۸۱) شار گرمایی خالص (Q_{Net}) برحسب ($\frac{wat}{m^2}$) از جمع جبری شار تابش موج کوتاه (Q_I)، شار بازتابش موج بلند (Q_B)، شار گرمای محسوس (Q_H) و شار گرمای نهان (Q_E) به دست آمده و در مدل این مقادیر محاسبه می‌گردد. شار خالص آب شیرین نیز با استفاده از مقادیر تبخیر (E)، بارندگی (P) و رواناب رودخانه (R) با رابطه تجربی (E-P-R) تعیین می‌شود، در دریای عربی که روان‌آب رودخانه به داخل آن ناچیز است، این رابطه به (E-P) تقریب شده و این کمیت با استفاده از یک فایل جداگانه برای دوره مورد نظر محاسبه شده و به مدل معرفی گردید. مدل شارهای هوا-دریا را با استفاده از فرمول بالک^۴ محاسبه می‌کند. داده‌های سرعت جریان مداری (u) و نصف-النهاری (v) (با گام زمانی ۳ ساعته) (http://tds.hycom.org/thredds/catalog.html) و همچنین داده‌های دامنه و فاز کشندی از پایگاه داده‌های http://volkov.oce.orst.edu/tides/atlas.html با دقت $\frac{1}{12}$ درجه

شوری نیز توسط عملگر لاپلاسین نشان داده می‌شوند. همچنین در روابط بالا f پارامتر کوریولیس، g شتاب گرانش، $\rho_0 = 1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ چگالی مرجع آب، $S_0 = 35 \text{ PSU}$ شوری مرجع ثابت آب، $C_p = 4000 \frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{C}}$ گرمای ویژه آب، Δz_s ضخامت لایه سطحی، θ دمای پتانسیل، θ^* میدان نیروی دما ($^\circ\text{C}$)، S^* میدان نیروی شوری (PSU)، (E-P-R) نیز (روان‌آب رودخانه-بارش-تبخیر) برحسب $\frac{m}{s}$ است. τ_u و τ_v تنش باد ($\frac{N}{m^2}$) به ترتیب در دو راستای مداری و نصف‌النهاری در لایه سطحی هستند که این جمله‌ها در داخل اقیانوس صفر هستند. از طرفی، میدان فشار p' به دو جزء فشارگرای ناشی از تغییرات ارتفاع سطح دریا (η) و قسمت هیدروستاتیکی ناشی از تغییرات چگالی (ρ') تقسیم می‌شود که در کل ستون آب انتگرال گرفته می‌شود.

مدل MITgcm دارای طرح‌واره‌های مختلفی است که در این مطالعه یک طرح‌واره محدود شار مرتبه سوم زمانی - مکانی و غیرخطی انتخاب شده است، این طرح‌واره برای عدد کورانت ($C = \frac{\Delta u}{\Delta x}$) در محدوده $1 \geq |C| \geq 0$ پایدار است (۱۹۹۴ Hundsdorfer & Trompert)، در اینجا Δx دقت مدل‌سازی در راستای مداری و نصف‌النهاری و همچنین u بیشینه سرعت جریان افقی است. بنابراین برای تعیین گام زمانی مناسب، شرط عدد کورانت باید برآورده شود (Adcroft et al., ۲۰۱۸). در این طرح‌واره گسسته‌سازی مکانی و زمانی به طور هم‌زمان انجام گرفته و روابط پخش به معادلات اضافه می‌گردند و این باعث می‌شود، روش پیش‌رو در زمان پایدار باشد. موارد الحاقی و خطی وابسته به طور خودکار همراه با مدل پیش‌رو حفظ می‌گردند و امکان مطالعات حساسیت و بهینه‌سازی را فراهم می‌سازند. حوزه مورد مطالعه دارای یک مرز باز سطحی و دو مرز باز جانبی است و در این مدل از شرایط غیرلغزان^۱ در مرزهای جامد جانبی و بستر استفاده شده است.

داده‌های میانگین ماهانه دمای سطح دریا (SST) و شوری سطح دریا (SSS) با دقت ۱ درجه از مجموعه داده‌های اطلس جهانی اقیانوسی^۲ (www.nodc.noaa.gov/OCS/WOA09) استخراج شدند. همچنین داده‌های هواشناسی برای سال ۲۰۱۰ و با دقت ۱ درجه شامل تبخیر، بارش، (تبخیر منهای بارش)، شار تابش موج کوتاه ورودی خورشید (Q_I)، شار بازتابش موج بلند

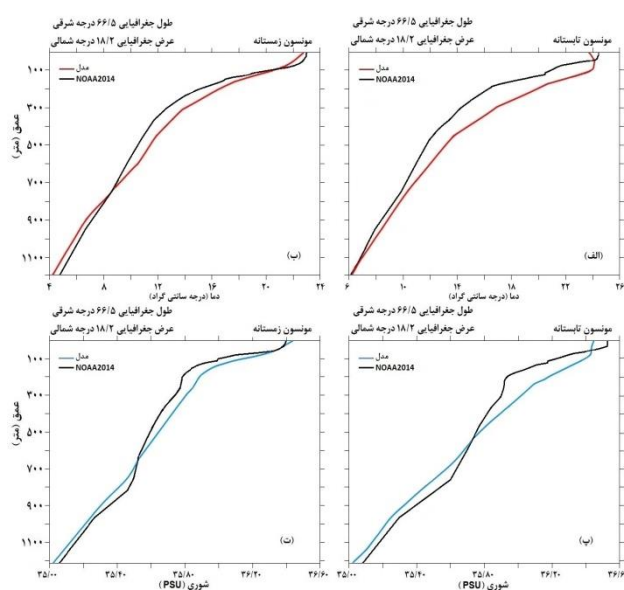
³ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

⁴ bulk formula

¹ no-Slip

² World Ocean Atlas (WOA)

واقعی سازگاری خوبی وجود دارد. برای محاسبه چگالی آب دریا که بستگی به شرایط آب، دما، شوری و فشار دارد، با استفاده از معادله حالت آب دریا (Adrian E. Gill, 1982) در اقیانوس عمیق و با نوشتن کد، با استفاده از برنامه Ferret محاسبه شده است^۴. محاسبه چگالی با استفاده از این معادله دارای خطای استاندارد PPM ۳/۵ برای فشار تا ۱۰۰۰ بار و برای اندازه گیری دمای ۴۰°C و برای شوری های بین صفر تا ۴۲ psu بسیار مناسب است. محاسبه چگالی با استفاده از این رابطه دارای خطایی کم تر از 0.03 kgm^{-3} است.

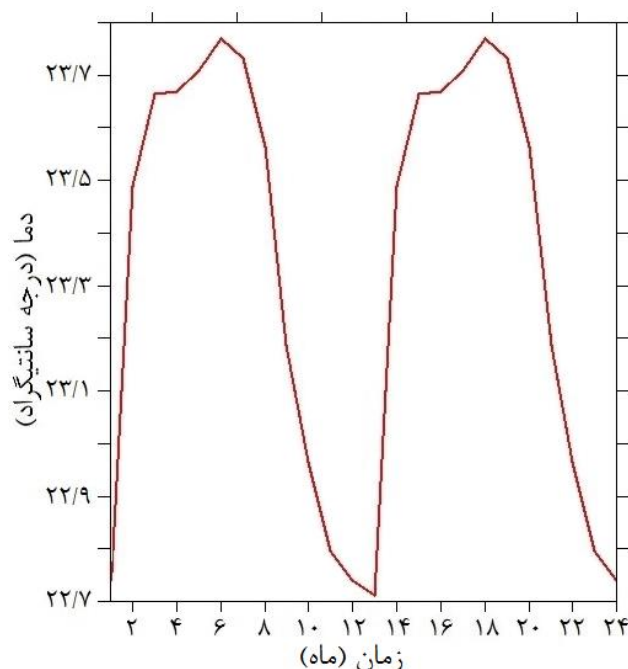


شکل ۵: نیم رخ های دما و شوری حاصل از نتایج مدل سازی (خطوط کم رنگ) و داده های NOAA2014 (خطوط پر رنگ)؛ در خلال مونسون تابستانه و زمستانه، به ترتیب شکل های الف و ب برای دما و شکل های پ و ت برای شوری در موقعیت 66.5°E و 18.2°N .

۳. نتایج و بحث

از آنجایی که فصلی بودن تغییرات سطح دریا به شدت تحت تأثیر جریانات مونسون و آن هم متأثر از بادهای مونسون است، از این رو، در این قسمت ابتدا متغیرهای دمای سطح دریا (SST) و شوری سطحی دریا (SSS) در شرایط تغییر آب و هوا، در خلال مونسون تابستانه (تیر/مرداد) و مونسون زمستانه (دی/بهمن) بررسی می شود. برای بررسی بهتر و دقیق تر، منطقه مورد مطالعه

دریافت شدند و با استفاده از نرم افزار TMD software (v2.05) و جعبه ابزار TMD^۱ در نرم افزار MATLAB نسخه ۲۰۱۶ دامنه سرعت جزرومدی بر حسب $\frac{m}{s}$ و فاز بر حسب درجه مربوط به هشت مؤلفه کشندی (Q1, P1, O1, K1, K2, N2, S2, M2) در مرزهای باز جانبی استخراج گردید. مدل سازی در حوزه مورد نظر برای ۱۷ سال اجرا شد تا مدل به پایداری برسد. به طور نمونه، در شکل ۴ تغییرات زمانی دما در دو سال آخر مدل سازی نشان داده شده است. این شکل نشان می دهد که سری زمانی دما به یک چرخه متناوب رسیده است که نشان از پایداری مدل دارد.



شکل ۴: تغییرات دما در حوزه مدل سازی در دو سال آخر مدل سازی.

در شکل ۵ نیم رخ های دما و شوری حاصل از نتایج مدل سازی در خلال مونسون تابستانه و زمستانه (خطوط کم رنگ) با داده های NOAA2014^۲ (خطوط پر رنگ) در موقعیت نوعی 66.5°E درجه شرقی و 18.2°N درجه شمالی مقایسه شده است.

داده های NOAA2014 از اندازه گیری های NOAA^۳ (<https://www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html>) فراهم آمده اند. مشاهده می گردد که بین نتایج مدل و داده های

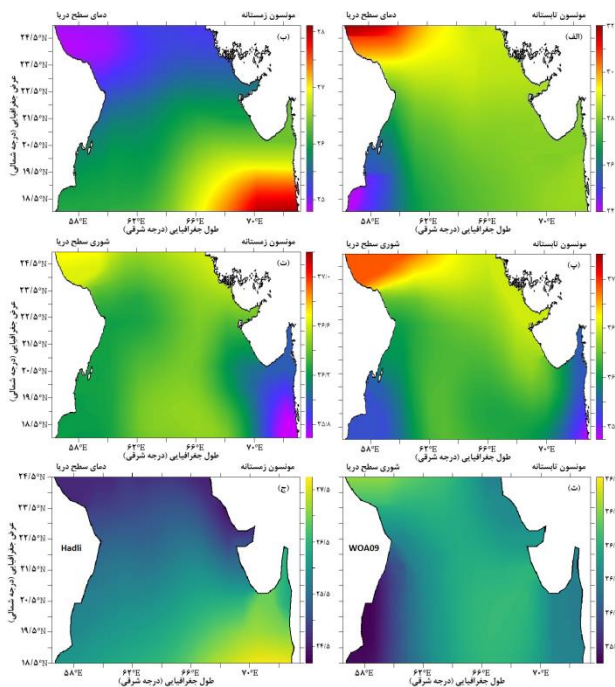
^۴ برای اطلاع بیشتر می توان به آدرس زیر مراجعه نمود:

pordlabs.ucsd.edu/italley/sio210/readings/gill_appendix3_ppsw.pdf

^۱ Tide Mode Driver

^۲ World Ocean Atlas

^۳ National Oceanic And Atmospheric Administration



شکل ۶: نمودار دما و شوری سطحی حاصل از نتایج مدل MITgcm در خلال مونسون تابستانه و زمستانه، به ترتیب شکل‌های الف و ب برای دمای سطح دریا و شکل‌های پ و ت برای شوری سطح دریا و همچنین شکل ث شوری سطح دریا حاصل از پایگاه داده‌های NOAA2014 و شکل ج دمای سطح دریا حاصل از داده‌های مرکز هادلی انگلستان.

به طور کلی، میزان تبخیر در زمستان به دلیل بادهای تجاری خشک شمال شرقی بر روی دریای عربی باعث افزایش شوری و در نتیجه سرمایش سطحی می‌شود. این تبخیر در تابستان به دلیل شدت بادهای مونسون جنوب غربی به حداکثر مقدار خود می‌رسد. براساس نتایج مدل شدت بادهای مونسون جنوب غربی در فصل تابستان (ماه آگوست) باعث وقوع فراجوشی در نزدیکی سواحل چابهار، در موقعیت $61^{\circ}E$ و $24^{\circ}N-22^{\circ}N$ و همچنین وقوع فراجوشی در جنوب دریای عمان، در موقعیت $18^{\circ}N$ و $60^{\circ}E-59^{\circ}E$ می‌گردد (William E. Johns et al., 1999). موقعیت‌های فراجوشی همچنین در شکل ۳، مقاطع آ-آ و ب-ب مشخص شده است. همان‌طور که در شکل ۷-الف و ب مشاهده می‌شود، دمای آب در نزدیکی ساحل چابهار، در اوایل آگوست (مقطع آ-آ از شکل ۳) و همچنین در جنوب دریای عمان (مقطع ب-ب از شکل ۳) کم‌تر از نواحی مجاور خود است.

در شکل ۶ را به ۳ ناحیه شمال غربی، جنوب شرقی و جنوب غربی که دارای تبادل جریانی با نواحی مجاور خود هستند، طبقه‌بندی کرده و سپس ویژگی‌های جریانات در آن نواحی به طور مجزا بررسی شده است. بررسی‌های به عمل آمده نشان می‌دهند که این ۳ ناحیه دارای ویژگی‌های متفاوتی از نظر پارامترهای جوی و اقیانوسی نسبت به نواحی دیگر هستند. اختلافات در پارامترها در نواحی مختلف بر روی گردش و جهت جریان‌های سطحی و همچنین شکل‌گیری پدیده‌هایی نظیر فراجوشی^۱، وقوع جت^۲ (یا جبهه تیز)، کاهش و یا شدت جریانات و غیره تأثیر می‌گذارد. لذا با طبقه‌بندی این نواحی و بررسی ویژگی‌های مهم آنها می‌توان علل سازوکار تغییرات متغیرها را بهتر بیان نمود.

۱-۳ ویژگی‌های متغیرهای سطحی و جریانات در ناحیه شمال غربی جنب تنگه هرمز

براساس نتایج مدل (شکل ۶-الف، ب، پ، ت) در ناحیه شمال غربی و جنب تنگه هرمز، مقادیر دمای سطح دریا (SST) و شوری سطح دریا (SSS) نسبت به نواحی دیگر بیشینه هستند. به طوری که مقدار بیشینه دمای سطحی در این ناحیه در خلال مونسون تابستانه $32^{\circ}C$ و در خلال مونسون زمستانه $24.5^{\circ}C$ است. مقدار شوری سطحی نیز در خلال مونسون تابستانه 37.2 psu و در خلال مونسون زمستانه 36.7 psu است. بنابراین اختلاف بین دو مونسون برای دما $7.5^{\circ}C$ و برای شوری در حدود 0.5 psu است که در هر دو حالت، این میزان اختلاف قابل توجه است. برای اطمینان از صحت نتایج مدل، در شکل ۶ ث و ج شوری سطح دریا و دمای سطح دریا از دو منبع متفاوت رسم شده است.

در شکل ۶ ث، شوری سطح دریا حاصل از پایگاه داده‌های NOAA2014 برای مونسون تابستانه و همچنین در شکل ۶ ج، دمای سطح دریا حاصل از داده‌های مرکز هادلی^۳ انگلستان (<http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/hadsst3.php>) برای مونسون زمستانه رسم شده است. دارا بودن محدوده یکسان شوری و دمای سطحی در خلال هر دو مونسون تابستانه و زمستانه به ترتیب در مقایسه با شکل‌های ۶ پ و ۶ ب گویای صحت نتایج شبیه‌سازی شوری و دمای سطح آب توسط مدل MITgcm است.

¹ Upwelling

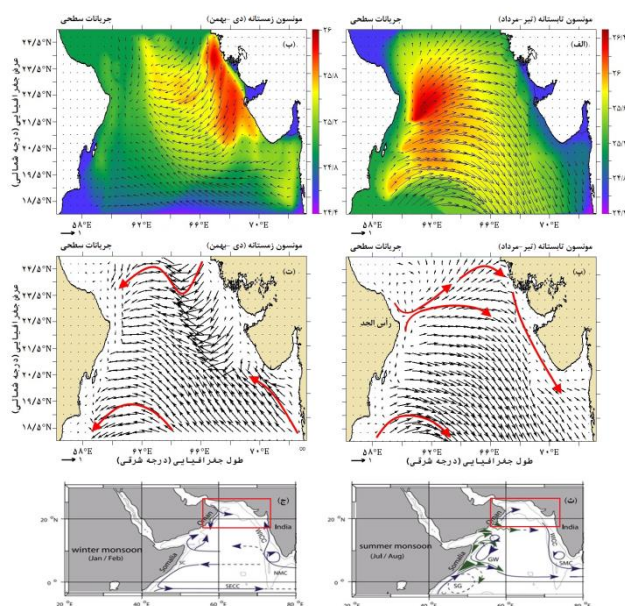
² Jet

³ Hadley

(دی/ بهمن) و مونسون تابستانه (تیر/ مرداد) مشابه می‌باشند و این نشان از صحت نتایج مدل دارد. هر چند، جریانات حاصل از نتایج مدل با جزئیات بیش‌تری نمایش داده شده‌اند.

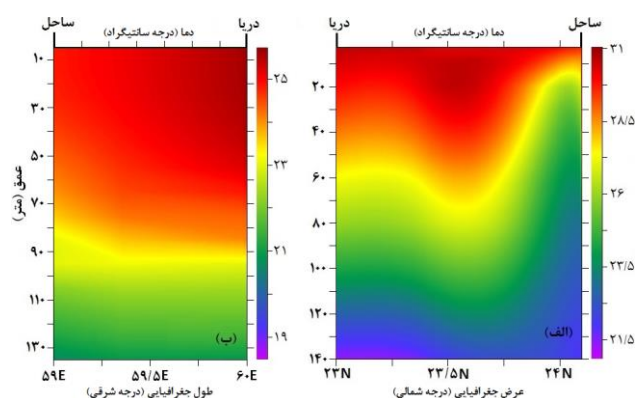
۳-۳ ویژگی‌های متغیرهای سطحی و جریانات در ناحیه جنوب غربی (جنوب ساحل عمان)

در ناحیه جنوب غربی و در نزدیکی سواحل عمان تغییرات دمای سطحی و شوری سطحی نسبت به نواحی دیگر بسیار متفاوت است. دمای سطحی در این ناحیه نسبت به نواحی دیگر کم‌ترین مقدار را دارد (شکل ۶). علت این امر وقوع پدیده فراجوشی در نواحی نزدیک سومالی و در نتیجه بالا آمدن آب-های سرد زیرین به سطح است (Diansky et al., ۲۰۰۶).



شکل ۸: توزیع بردارهای جریان سطحی بر روی چگالی (σ_t) در شکل‌های الف و ب، به ترتیب در خلال مونسون تابستانه (متوسط تیر-مرداد) و زمستانه (متوسط دی-بهمن) و وقوع جت رأس‌الحد در خلال مونسون تابستانه (بردارهای قرمز رنگ، جنب رأس‌الحد عمان، ت) گردش چرخندی در خلال مونسون زمستانه و شدت آن در ناحیه جنوب غربی، حاصل از مدل MITgcm (و شکل‌های ث و ج) به ترتیب الگوی کلی جریانات سطحی در خلال مونسون زمستانه و تابستانه، براساس Schott و همکاران (۲۰۰۹).

در واقع گسترش آب‌های فراجوش یافته سرد نزدیک سومالی از عوامل مهم کاهش SST در نزدیکی سواحل عمان است. در ناحیه جنوب غربی مقدار دما در طول تابستان در حدود 26°C و در زمستان 22°C است (این اختلاف در حدود



شکل ۷: الف- وقوع فراجوشی در اوایل آگوست در نزدیکی ساحل چهار (مقطع آ-آ از شکل ۳) و شکل ب- فراجوشی در جنوب دریای عمان، در اوایل ماه آگوست (مقطع ب-ب از شکل ۳).

۲-۳ ویژگی‌های متغیرهای سطحی و جریانات در ناحیه جنوب شرقی مجاور خلیج بنگال

در ناحیه جنوب شرقی که به خلیج بنگال نزدیک است و همچنین در سواحل شرقی هند، مقدار شوری سطحی نسبت به نواحی دیگر کم‌تر است (شکل ۶-پ و ت). علت این امر به واسطه شارش آب‌های نسبتاً شیرین‌تر خلیج بنگال به داخل دریای عربی و همچنین بالا بودن بارندگی‌ها در این ناحیه نسبت به نواحی دیگر است (Vinayachandran et al., 2015).

قابل ذکر است که Hyodae Seo و همکاران (۲۰۰۸) نیز به نتایج مشابهی در این رابطه رسیدند. آنها ابراز داشتند که کمینه شوری سطحی در این ناحیه ناشی از انتقال جریان آب نسبتاً شیرین‌تر خلیج بنگال به این ناحیه می‌باشد. متوسط شوری سطحی در این ناحیه در خلال مونسون تابستانه $35/80 \text{ psu}$ و در خلال مونسون زمستانه $35/70 \text{ psu}$ است. متوسط مقدار دمای سطحی نیز در تابستان 28°C و در زمستان $26/5^{\circ}\text{C}$ است که در این حالت نیز اختلاف بین دو مونسون برای دمای سطحی در حدود $2/5^{\circ}\text{C}$ و برای شوری سطحی در حدود $0/1 \text{ psu}$ است. در این ناحیه، جریان جنوب شرقی (در نزدیکی خلیج بنگال) در زمستان در راستای ساحل شرقی هند به سمت شمال حرکت کرده و وارد دریای عربی می‌گردد. در شکل ۸ الف-ب-پ-ت، حاصل از نتایج این تحقیق با نتایج حاصل از تحقیق Schott و همکاران (۲۰۰۹) در شکل ۸ ث و ج مقایسه شده است. همان‌طور که دیده می‌شود، الگوی کلی جریانات در خلال هر دو مونسون زمستانه

زمستانه آورده شده است. تا با مقایسه این دو، ارتباط سرعت بادهای مونسون را با شدت جریانات سطحی مونسون بهتر درک نمود. مطابق این جدول، متوسط سرعت باد در خلال مونسون تابستانه $8/5$ m/s و در خلال مونسون زمستانه $2/5$ m/s است. در حالی که در تابستان بادهای مونسون شدیدتر از زمستان است، جریانات سطحی مونسون در تابستان نیز قوی‌تر از زمستان است. در واقع براساس نتایج حاصل از Schortt و McCreary (۲۰۰۱) در تابستان جریانات دارای بیش‌ترین انرژی هستند. از این رو، شدت این جریانات در تابستان بیش‌ترین و در زمستان کم‌ترین است (شکل ۸ پ و ت). سرعت جریانات سطحی در غرب دریای عربی از تابستان به زمستان به تدریج کاهش می‌یابد. براساس نتایج مدل در زمستان سرعت متوسط این جریانات از 5 cm/s تجاوز نمی‌کند. در حالی که سرعت متوسط آنها در تابستان به بیش‌تر از 15 cm/s نیز می‌رسد (جدول ۲). براساس نتایج حاصل از Diansky, N. A و همکاران (۲۰۰۶) در تابستان جریانات در راستای ساحل و در جهت شمال شرقی به بالای 20 cm/s نیز می‌رسد که متوسط آن در حدود 15 cm/s است و این نشان می‌دهد نتایج مدل با نتایج حاصل از کار آنها سازگاری خوبی دارد.

جدول ۲: متوسط سرعت‌های مداری و نصف‌النهاری باد (در ارتفاع ۱۰ متری تراز دریا) و سرعت جریانات سطحی در خلال مونسون تابستانه و زمستانه حاصل از مدل MITgcm در منطقه مورد مطالعه.

مونسون تابستانه (تبر/مرداد)	متوسط سرعت باد	متوسط سرعت باد	سرعت کل
	مداری (m/s)	نصف‌النهاری (m/s)	(m/s)
	۶/۳	۵/۵	۸/۵
	متوسط سرعت جریان سطحی مداری (m/s)	متوسط سرعت جریان سطحی نصف‌النهاری (m/s)	سرعت کل (m/s)
	۰/۱۴	-۰/۰۶	۰/۱۵
مونسون زمستانه (دی/بهمن)	متوسط سرعت باد	متوسط سرعت باد	سرعت کل
	مداری (m/s)	نصف‌النهاری (m/s)	(m/s)
	-۰/۵	-۲/۴۵	۲/۵
	متوسط سرعت جریان سطحی مداری (m/s)	متوسط سرعت جریان سطحی نصف‌النهاری (m/s)	سرعت کل (m/s)
	-۰/۰۲۸	۰/۰۲۹	۰/۰۵

۴. نتیجه‌گیری

در این تحقیق به گردش سه بعدی جریانات سطحی بادرانده در پاسخ به سیستم مونسون و بازتولید ویژگی‌های آن، تأثیرپذیری و بررسی توزیع دما و شوری سطحی در شمال اقیانوس هند با استفاده از مدل عددی MITgcm با قدرت تفکیک بالا پرداخته

است. شوری سطحی در تابستان در حدود $36/20$ psu و در زمستان 36 psu است که این اختلاف نیز در حدود $0/2$ است.

به طور کلی، در ناحیه جنوب غربی، جریاناتی رو به شمال سومالی^۱ و همچنین جریان ساحلی عمان^۲ از مهم‌ترین پدیده‌های مطرح در این ناحیه هستند. در فصل تابستان جریان مونسون در ناحیه جنوب غربی دریای عربی شمالی آغاز می‌شود (شکل ۸-الف، پ و ت) و در امتداد ساحل به سمت شرق و جنوب به سمت انتهای جنوبی شبه جزیره هند جریان می‌یابد. این جریان سرانجام در خلال مونسون تابستانه، به سمت استوا تغییر جهت می‌دهد. اما از طرفی، در موقعیت $18N$ و $56/5E$ یک آنتی-سیکلون قوی در اوایل تابستان شکل می‌گیرد. این چرخه ساعتگرد که در سرتاسر تابستان تداوم دارد، بعد از اختلاط قائم در امتداد ساحل عمان وارد دریای عربی شمالی می‌گردد. زمانی که مونسون جنوب غربی در اواسط جولای به حداکثر شدت خود می‌رسد، شدت جریان ساحلی رو به شمال به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد. برهمکنش بین جریان رو به شمال در سواحل عمان و جریان خروجی از خلیج فارس به سمت سواحل جنوبی دریای عمان موجب تشکیل یک جت می‌گردد. این جت که توسط Kim, Manghnani, Morrison, Bohm و Flagg (۱۹۹۹) رأس‌الحد^۳ نامیده شده است، در مدل به خوبی شبیه‌سازی شده است (شکل ۸-پ). این جت آب‌های فراجوش یافته سردتر سواحل سومالی را که در ابتدا به طور ساعتگرد گردش می‌کنند، به داخل محیط گرم‌تر خلیج عمان انتقال می‌دهند. در زمستان و بهار، جریان مرزی غربی خلیج عمان در شمال رأس‌الحد نسبتاً ضعیف است (Kim and Flagg, 1998).

William E. Johns و همکاران (۲۰۰۰) در یک گزارش تحقیقی و براساس تصاویر ماهواره‌ای SeaWIFIS از دریای عربی شمالی، در خلال مونسون تابستانه سال ۱۹۹۵ به وجود چرخابه و فراجوشی در سواحل سومالی اشاره نموده‌اند. وقوع پدیده‌های چرخابه، فراجوشی و نیز جت رأس‌الحد در خلال تابستان در مدل (شکل ۸-ب) کاملاً مشهود می‌باشند. در جدول ۲ متوسط سرعت‌های مداری و نصف‌النهاری باد در ارتفاع ۱۰ متری تراز دریا و همچنین سرعت جریانات سطحی حاصل از خروجی مدل در دوره مورد مطالعه در خلال مونسون تابستانه و

¹ Somali current

² Oman coastal current

³ Ras Al Hadd

C.; Ferreira, D.; Forget, G.; Fox-Kemper, B.; Heimbach, P.; Hill, C.; Hill, F.; Hill, H.; Jahn, O.; Losch, M.; Marshal, J.; Maze, G.; Menemenlis, D.; and Molod, A., 2018. MITgcm user manual. Available from: http://mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html.

Azarmsa, A.,; Shafiee, S. and Kamyabi Gol, R., 2008. Sea level mean monthly variations in the Persian Gulf, Oman Sea and the North of the Arabian Sea, in 1994. *Journal of the EARTH AND SPACE PHYSICS*, 34(2):83-96 (In Persian).

Beal, L.M.; Hormann, V.; Lumpkin, R. and Foltz, G.R., 2013. The response of the surface circulation of the Arabian Sea to monsoonal forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 43(9): 2008-22.

<https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-033.1>

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. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0802-x>

Chatterjee, A.; Shankar, D.; Shenoi, S. S. C.; Reddy, G. V.; Michael, G. S.; Ravichandran, M.; Sanjeevan, V. N., 2012. A new atlas of temperature and salinity for the North Indian Ocean. *Journal of earth system science*, 121(3): 559-593.

<https://doi.org/10.1007/s12040-012-0191-9>

Das, V.K.; Gouveia, A.D.; Varma K.K., 1980. Circulation & Water Characteristics on Isanosteric Surfaces in the Northern Arabian Sea during February-April. *NISCAIR-CSIR, India*, 9(3):156-165

Diansky, N. A.; Zalesny, V. B.; Moshonkin, S. N.; Rusakov, A. S., 2006. High resolution modeling of the monsoon circulation in the Indian Ocean. *Oceanology*, 46(5): 608-628.

<https://doi.org/10.1134/S000143700605002X>

شده است. استفاده از شبکه محاسباتی و ورودی‌های ریزمقیاس زمانی و مکانی باعث حصول به نتایج نسبتاً دقیقی شده است. استفاده از دقت ۲ دقیقه مدل‌سازی در این مطالعه برخی از طبیعت‌های جریان و چرخابه را به وضوح آشکار ساخته است که در مطالعات دیگر به خوبی مشهود نبوده است. بررسی تغییرات جریان‌های سطحی بادرانده و نیز تغییرات SST و SSS با نتایج کارهای دیگران، داده‌های پایگاه NOAA و همچنین پایگاه داده‌های مرکز هادلی انگلستان مقایسه شده است و در این زمینه سازگاری خوبی با آنها وجود دارد. به طور کلی در منطقه مورد مطالعه نتایج زیر حاصل شده است: (۱) از آنجایی که جهت بادهای مونسون در خلال مونسون تابستانه به سمت شرق و در خلال مونسون زمستانه به سمت غرب می‌باشد، این بادهای بر گردش جریان‌های سطحی در اقیانوس هند شمالی تأثیر گذاشته به طوری که جهت غالب جریان‌های سطحی در خلال مونسون تابستانه به تبعیت از بادهای مونسون تابستانه به سمت شرق و در خلال مونسون زمستانه به سمت غرب می‌باشد. (۲) در خلال مونسون تابستانه که شدت بادهای مونسون قوی‌تر است، شدت جریان‌های سطحی مونسون نیز قوی‌تر است و بالعکس. (۳) در فصل تابستان و در اوایل آگوست، در نزدیکی ساحل چابهار و همچنین در ناحیه جنوب غربی منطقه مورد مطالعه و در موقعیت 18°N و $61-57^{\circ}\text{E}$ فراجوشی رخ می‌دهد. (۴) در فصل تابستان و در ماه ژوئن یک آنتی‌سیکلون قوی (در جهت ساعتگرد) در موقعیت 18°N و $56/5^{\circ}\text{E}$ شکل می‌گیرد که این چرخه جهت گردش خود را در طول فصل تابستان حفظ می‌کند. (۵) سرعت جریان‌های سطحی در غرب دریای عربی از تابستان به زمستان به تدریج کاهش می‌یابد.

از این‌رو، شدت جریان‌های سطحی در تابستان بیش‌ترین و در زمستان کم‌ترین است. (۶) افزایش تبخیر در زمستان به علت بادهای تجاری خشک شمال شرقی، باعث افزایش شوری سطح دریا (SSS) می‌شود که در تابستان بادهای مونسون جنوب غربی این شوری را در نواحی جنب تنگه هرمز شدت می‌بخشد. در نتیجه جریان‌های سطحی با افزایش انرژی، شدت بیش‌تری پیدا می‌کنند.

منابع

Adcroft, A.,; Campin, J.M; Dutkiewicz, S.; Evangelinos,

- the tropical western Indian Ocean. *African journal of marine science*, 38(1): 81-99.
<https://doi.org/10.2989/1814232X.2016.1158123>
- Marshall, J.; Adcroft, A.; Hill, C.; Perelman, L.; Heisey, C., 1997. A finite-volume, incompressible Navier–Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C3): 5733-5766.
<https://doi.org/10.1029/96JC02775>
- Mishra, A. K.; Dwivedi, S.; Shrivastava, A., 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. *History*, 39(180): 173-179.
- Mollaesmaeilpour, S.,; Mohammadmehdizadeh, M.,; Hassanzadeh, E.,; Khalilabadi, MR., 2018. Determination of the mixed layer depth (MLD) and the study of the Barrier layer thickness (BLT) during the summer and the winter Monsoon in the Northern Indian Ocean. *Journal of Hydrophysics*, 3(2):41-55 (In Persian).
- Nyadjro, E.S.; Subrahmanyam, B.; Murty, V.S.N.; Shriver, J.F., 2012. The role of salinity on the dynamics of the Arabian Sea mini warm pool. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C9): 1-12.
<https://doi.org/10.1029/2012JC007978>
- Pickard, G.L.; Emery, W.J., 1982. *Descriptive physical oceanography*. Oxford Pergamon, USA. 560P.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-026279-6.50013-X>
- Prasad, T. G., 2004. A comparison of mixed- layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal: One-dimensional model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C3): 1-15.
<https://doi.org/10.1029/2003JC002000>
- Prasanna Kumar, S.; Narvekar, J.; Kumar, A.; Shaji, C.; Anand, P.; Sabu, P.; Nair, K. K. C.; 2004. Intrusion of the Bay of Bengal water into the Arabian Sea during
- Duncan, B.; Han, W., 2009. Indian Ocean intraseasonal sea surface temperature variability during boreal summer: Madden-Julian Oscillation versus submonthly forcing and processes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C5): 1-22.
<https://doi.org/10.1029/2008JC004958>
- Gill, A. E., 1982. *Atmospheric-ocean dynamics*. Int. Geophys, 662P.
- Han, W.; McCreary, J.P., 2001. Modeling salinity distributions in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C1): 859-877.
<https://doi.org/10.1029/2000JC000316>
- Hundsdoerfer, W.; Trompert, R.A.; 1994. Method of lines and direct discretization: a comparison for linear advection. *Applied Numerical Mathematics*, 13(6): 469-490.
[https://doi.org/10.1016/0168-9274\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0168-9274(94)90009-4)
- Jaswal, A. K.; Singh, V.; Bhambak, S. R., 2012. Relationship between sea surface temperature and surface air temperature over Arabian Sea, Bay of Bengal and Indian Ocean. *J. Ind. Geophys. Union*, 16(2): 41-53.
- Jochum, M.; Murtugudde, R., 2005. Internal variability of Indian ocean SST. *Journal of climate*, 18(18): 3726-3738. <https://doi.org/10.1175/JCLI3488.1>
- Johns, W. E.; Jacobs, G. A.; Kindle, J. C.; Murray, S. P.; Carron, M., 1999. *Arabian marginal seas and gulfs: Report of a workshop held at Stennis Space Center, Miss. 11–13 May, 1999*. University of Miami RSMAS. Technical Report.
- Large, W. G.; Pond, S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of physical oceanography*, 11(3), 324-336.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2)
- Manyilizu, M.; Penven, P.; Reason C. J. C., 2016. Annual cycle of the upper-ocean circulation and properties in

496. <https://doi.org/10.1007/s12040-009-0038-1>
- Shetye, S. R.; Gouveia, A. D.; Shenoi, S. S. C., 1994. Circulation and water masses of the Arabian Sea. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 103(2): 107-123.
- Stewart, R.H., 2008. Introduction to Physical Oceanography. [Available online at http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/contents.html.]
- Thompson, B.; Gnanaseelan, C.; Salvekar, P. S., 2006. Variability in the Indian Ocean circulation and salinity and its impact on SST anomalies during dipole events. *Journal of Marine Research*, 64(6): 853-880. <https://doi.org/10.1357/002224006779698350>
- Vinayachandran, P. N.; Jahfer, S.; Nanjundiah, R. S., 2015. Impact of river runoff into the ocean on Indian summer monsoon. *Environmental Research Letters*, 10(5): 1-15. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054008>
- Weller, R. A.; Fischer, A. S.; Rudnick, D. L.; Eriksen, C. C.; Dickey, T. D.; Marra, J.; Leben, R., 2002. 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*, 49(12): 2195-2230. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00035-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00035-8)
- Wu J., 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, *Journal of Geophysical Research*, 87(C12): 9704-9706. <https://doi.org/10.1029/JC087iC12p09704>
- Wyrtki, K., Bennett, E. B., & Rochford, D. J., 1971. Oceanographic atlas of the international Indian Ocean expedition. National Science Foundation, Washington, D.C., 531 pp.
- winter monsoon and associated chemical and biological response. *Geophysical Research Letters*, 31(15): 1-4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020247>
- Rao, R. R.; Kumar, K. S., 1991. Evolution of salinity field in the upper layers of the east central Arabian Sea and northern Bay of Bengal during summer monsoon experiments. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 100(1): 69-78.
- Rao, S.A.; Saha, S.K.; Pokhrel, S.; Sundar, D.; Dhakate, A.R.; Mahapatra, S.; Ali, S.; Chaudhari, H.S.; Shreeram, P.; Vasimalla, S.; Srikanth, A.S. 2011. Modulation of SST, SSS over northern Bay of Bengal on ISO time scale. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9): 1-11. <https://doi.org/10.1029/2010JC006804>
- Rayaroth, M. K.; Peter, B. N.; Mahmud, M. R., 2016. High-Resolution Surface Circulation of the Bay of Bengal Derived from Satellite Observation Data. *Journal of Marine Science and Technology*, 24(3): 656-668.
- Schott, F. A.; Xie, S. P.; McCreary, J. P., 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 47(1): 1-46. <https://doi.org/10.1029/2007RG000245>
- Shao-Jun, Z.; Yu-Hong, Z.; Wei, Z., Jia-Xun, L. I.; Yan, D., 2012. Typical surface seasonal circulation in the Indian Ocean derived from Argos floats. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 329-333. <https://doi.org/10.1080/16742834.2012.11447015>
- Shenoi, S.S.C.; Nasnodkar, N., Rajesh, G.; Joseph, K.J.; Suresh, I.; Almeida, A.M., 2009. On the diurnal ranges of Sea Surface Temperature (SST) in the north Indian Ocean. *Journal of Earth System Science*, 118(5): 483-