

مطالعه اقلیم‌شناختی موقعیت ITCZ در منطقه اقیانوس هند طی دوره ۱۹۸۳-۲۰۲۳

عباس انتظاری^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*} و محمد میرزائی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استاد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۴/۰۹/۰۲، پذیرش: ۱۴۰۵/۰۳/۱۶)

چکیده

منطقه همگرایی درون حاره‌ای (ITCZ) شاخه صعودی یاخته هادلی است و از جمله ویژگی‌های بارز آن می‌توان به همگرایی بادهای بسامان، بیشینه دمای تراز دریا (SST) و بیشینه انرژی ایستایی بسته هوای مرطوب اشاره کرد. در منطقه اقیانوس هند، نوسانات نصف‌النهاری ITCZ با تأثیر بر بازه عرض جغرافیایی تشکیل کمربند پرفشار جنب‌حاره، اقلیم خشکی‌های پیرامون این اقیانوس و فلات ایران را نیز متأثر می‌سازد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 برای دو ماه حدی فوریه و ژوئیه طی دوره زمانی ۱۹۸۳ تا ۲۰۲۳ به بررسی اقلیم‌شناختی موقعیت ITCZ بر روی اقیانوس هند پرداخته شده است. بدین منظور، کمیت‌های هواشناختی شامل بارش همرفتی، SST، بردار باد افقی، واگرایی سطحی، دمای محیط، دمای پتانسیلی و سرعت قائم فشاری در ترازهای مختلف به کار رفته است. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد بیشینه احتمال وقوع ITCZ از نظر شدت و وسعت طی ماه فوریه (فصل تابستان نیمکره جنوبی) و در بازه عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۱۲ نیمکره جنوبی است. دلیل دینامیکی آن را می‌توان به قوی‌تر بودن گرادیان SST در اقیانوس هند جنوبی نسبت به مناطق شمالی این اقیانوس و تأثیر نیروی کوریولیس بر بردارهای باد افقی و تبدیل آنها به بردار باد بسامان ارتباط داد. همچنین عواملی چون همگرایی سطحی، تقویت سرعت قائم ناشی از آزاد شدن گرمای نهان، بالا بودن SST و انرژی ایستایی بسته هوای مرطوب نقش کلیدی بر شروع و تشدید فرآیند همرفت عمیق در ITCZ دارند. از دیگر نتایج بدست آمده، شناسایی مناطقی موسوم به زبانه سرد اقیانوسی در جنوب منطقه ITCZ است. تفاوت SST این مناطق و ITCZ تنها حدود یک کلون است و از جمله ویژگی‌های این مناطق، بالا بودن قابل توجه شاخص پایداری دینامیکی در لایه مرزی و ستون آزاد جو است.

کلمه‌های کلیدی: اقیانوس هند، منطقه همگرایی درون حاره‌ای، زبانه سرد اقیانوسی، دمای تراز دریا، بارش همرفتی

۱ مقدمه

از جمله وجوه تمایز منطقه حاره با سایر مناطق اقلیمی زمین، اقیانوسی بودن و دریافت بیشینه میانگین تابش سالانه خورشید است. شاید بتوان این دو شاخص را از دلایل اصلی رخداد پدیده‌هایی چون نوسان مادن-جولین، نوسان جنوبی-النینو، امواج راسبی، خطوط تندوزه (Squall Lines)، بادهای بسامان و منطقه همگرایی درون حاره‌ای (Inter Tropical Convergence Zone; ITCZ) قلمداد نمود. به‌علاوه، وجود کمینه محدوده دمایی شبانه‌روز در حدود ۲/۵ درجه سلسیوس نسبت به عرض‌های بالاتر در بیشتر فصول موجب تشکیل گرادیان‌های ضعیف دمایی در بخش‌های بزرگی از مناطق اقیانوسی حاره می‌شود (لاینگ و اوانس، ۲۰۱۱). همچنین از نظر مقیاس جریانات و پدیده‌های جوئی، در مناطق واقع در عرض‌های میانی، پدیده‌ها و گردش جوئی عمدتاً متأثر از چرخندهای مقیاس همدیدی هستند که این چرخندها خود در اثر گرادیان‌های قوی چگالی و دمایی تشکیل می‌شوند، در حالی که در منطقه حاره نقش سامانه‌های محلی و میان‌مقیاس از سامانه‌های همدیدی پررنگ‌تر است (ریل و مالکوس، ۱۹۵۸). در میان پدیده‌های حاره‌ای، ITCZ به سبب پیچیدگی ساختار و داشتن اثرات دورپیوند از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. ITCZ شاخه صعودی یاخته هادلی بوده و دو شاخه صعودی و نزولی این یاخته دارای جابجایی نصف‌النهار قابل توجهی در فصل‌های زمستان و تابستان هستند (جیمز، ۱۹۹۴؛ آدام و همکاران، ۲۰۱۶). شاخه صعودی گردش هادلی همراه با شکل‌گیری سامانه‌های کم‌فشار سطحی در منطقه حاره و شاخه نزولی آن همراه با شکل‌گیری سامانه‌های پرفشار سطحی در منطقه جنب-حاره است. بنابراین انتظار می‌رود هرگونه جابجایی مکانی ITCZ در راستای نصف‌النهار، شاخه نزولی و در نتیجه مکان پرفشار جنب‌حاره را نیز دستخوش نوسان

کرده و بواسطه اثرات مستقیم و دورپیوندی بر اقلیم سایر مناطق تاثیرگذار باشد.

هولتون و همکاران (۱۹۷۱) با استفاده از دینامیک لایه مرزی و مفهوم تاوایی نسبی افقی سعی در تعیین مکان تشکیل ITCZ داشتند. آنها با به‌کار بردن مفهوم انتشار امواج در منطقه حاره و خطی‌سازی معادلات تکانه افقی و معادله واگرایی در مختصات دکارتی، روابطی موجی‌شکل برای پریشیدگی سرعت‌های افقی و قائم و ارتفاع ژئوپتانسیلی تعریف کردند. سپس با اعمال شرایط مرزی و محدودیت در راستای نصف‌النهار منطقه حاره، رابطه پاشندگی امواج به‌دست آمد. آنها دریافتند که رابطه‌ای بین پریشیدگی عرض جغرافیایی بارش‌های فرین حاره‌ای و پاشندگی امواج وجود دارد؛ اما به علت عدم وجود داده‌های مشاهداتی کافی در آن زمان، به‌جای تعیین دقیق مکان ITCZ، محدوده جغرافیایی آن را مشخص نمودند. در این راستا، والسر و گواتیر (۱۹۹۳) با استفاده از داده‌های ماهواره به مطالعه اقلیم‌شناختی رخداد ITCZ پرداختند. اساس کار آنها کاربست داده‌های ماهواره‌ای مربوط به ابرهای بسیار بازتابنده (Highly Reflective Clouds; HRC) یعنی جمع‌آوری بازتابش امواج فرورسرخ توسط ابرهای همرفتی بوسیله حسگرهای ماهواره‌ای بود. یکی از کاربردهای اصلی داده‌های HRC آشکارسازی ابرهای عمیق همرفتی است. همچنین در آشکارسازی این نوع ابرها، از داده‌هایی با تفکیک مکانی ۱ درجه استفاده شده است. با به‌کار بردن داده‌های HRC می‌توان تا حد مطلوبی مکان ITCZ و شدت منطقه همگرایی را تعیین کرد. به‌علاوه اگر داده‌ها برای بازه زمانی بلند در دسترس باشند، می‌توان تغییرپذیری فصلی و درون سالانه اقلیمی ITCZ را نیز بررسی نمود. در پژوهشی دیگر، تغییرات قائم لایه مرزی در منطقه شرق اقیانوس آرام توسط بین و آلبریش (۲۰۰۰) پایش شده است. آنها اظهار داشتند که ۴۵ درصد از مشاهدات انجام

است. آنها بیان می‌کنند که کمربند ITCZ بر روی اقیانوس هند و در جنوب استوا تشکیل شده و تا حد زیادی ساختار و ویژگی‌های آن ناشناخته باقی مانده است. طبق نتایج این پژوهش، چرخه درون‌سالانه ITCZ بر روی اقیانوس هند بدین صورت است که اوج شدت ITCZ در ماه‌های ژانویه و فوریه همراه با بارش‌های فرین است. همچنین گستره مکانی ITCZ در این دو ماه از شمال‌شرق اقیانوس هند جنوبی (شبه‌قاره هند) تا جنوب‌غرب این اقیانوس (ماداگاسکار) برآورد شده است. در ماه مه از شدت ITCZ اقیانوس هند کاسته شده و بارش‌های فرین امتدادی مداری پیدا می‌کنند. در ماه سپتامبر برای دومین مرتبه ITCZ بر روی اقیانوس هند فعال شده و تا ماه دسامبر از شدت آن به‌طور محسوسی کاسته می‌شود. در هنگام تابستان نیمکره جنوبی، ITCZ بر روی نواحی دارای بیشینه مقدار انرژی ایستایی بسته هوای مرطوب (Moist Static Energy; MSE) شکل می‌گیرد. ولی این نظریه در زمستان نیمکره جنوبی صدق نمی‌کند، چراکه بیشینه MSE در شمال استوا واقع بوده و هم‌زمان با بارش‌های موسمی در اقیانوس هند شمالی است. از نظر ژانگ و همکاران (۲۰۲۲)، دمای تراز دریا (Sea Surface Temperature; SST) لایه مرزی را به‌طور مستقیم و فرایندهای ستون جو آزاد و گرمایش بادرور را به‌طور غیرمستقیم تحت تأثیر تغییرات خود قرار می‌دهد. به‌علاوه، در فصل تابستان گرمایش بادرور به میزان زیادی بر فرایندهای لایه مرزی نیز غالب است.

بارش‌های همرفتی ناشی از رویداد ITCZ اقیانوس هند به همراه بارش‌های فصلی پدیده موسمی بر روی مناطق خشکی همجوار با اقیانوس هند از جمله منابع مهم تأمین آب برای میلیون‌ها نفر به‌شمار می‌رود. از نظر ترمودینامیکی، آزاد شدن گرمای نهان در فرآیند همرفت عمیق، گردش جوی در منطقه حاره را تقویت می‌نماید. از سوی دیگر، نوسان مکانی نوار ITCZ اقیانوس هند

شده در پژوهش خود شامل شکل‌گیری لایه گذار یا همان لایه نسبتاً پایدار در زیر لایه ابرناکی است. همچنین با بررسی نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی در لایه مرزی و ستون آزاد جو، زبانه سرد اقیانوسی و ITCZ شناسایی شده و با یکدیگر مورد مقایسه قرار گرفت و مشاهده شد که تفاوت زیادی از نظر ساختار لایه مرزی بین آنها وجود ندارد. بین و آلبریش (۲۰۰۰) نتیجه گرفتند که تفاوت اندک در نمایه قائم لایه مرزی می‌تواند تأثیر قابل توجهی بر جفت‌شدگی لایه‌های گذار و ابرناکی داشته باشد، به‌گونه‌ای که ممکن است منجر به تشکیل همرفت عمیق و ITCZ در برخی از مناطق اقیانوسی حاره شود. در پژوهشی که توسط کشتگر و همکاران (۲۰۲۰) بر روی اقیانوس هند انجام شد، مکان تشکیل و همچنین جابجایی نصف‌النهاری ITCZ در بازه زمانی درون‌سالانه و فصلی مورد بررسی قرار گرفت. چارچوب این مطالعه، تعیین مکان تشکیل ITCZ و مهاجرت نصف‌النهاری این رویداد با استفاده از پایش جابجایی انرژی جو در دو طرف استوا و میزان انرژی ورودی خالص به منطقه حاره بر اساس توازن انرژی جو در این منطقه است. با بررسی اقلیمی نشان داده شد که بیشینه میانگین بارش سالانه در عرض جغرافیایی مربوط به تشکیل ITCZ بر روی اقیانوس هند در نیمکره جنوبی بوده و عرض جغرافیایی ITCZ در حدود ۵/۵ درجه است. آنها دریافتند که در منطقه اقیانوس هند، ITCZ دوتایی نیز در برخی از فصول سال شکل می‌گیرد و همچنین در بازه زمانی مورد مطالعه، مهاجرت ITCZ با گردش موسمی مرتبط و همراه است.

ژانگ و همکاران (۲۰۲۲)، براساس مطالعه خود، ITCZ را کمربند حاره‌ای با میانگین بارش همرفتی بیش از 4 mm day^{-1} و مقادیر واگرایی قوی‌تر از $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ می‌دانند. این مطالعه در یک دوره ۳۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۱) بر روی اقیانوس هند انجام شده

۱-۲ داده‌ها

داده‌های استفاده شده در این پژوهش مربوط به مجموعه داده بازتحلیل ERA5 با تفکیک افقی 0.25×0.25 درجه در راستاهای مداری و نصف‌النهاری است. این مجموعه داده که توسط مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) با استفاده از پیشرفت‌های فناوریانه ماهواره‌ای و مدل‌سازی اقلیمی تولید شده است، امکانات مناسبی را برای مطالعات اقلیمی با جزئیات مطلوب در اختیار پژوهشگران حوزه اقلیم و هواشناسی قرار داده است (هرسباخ و همکاران، ۲۰۲۰). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش محدوده اقیانوس هند با بازه طول جغرافیایی $[140^{\circ}\text{E}, 20^{\circ}\text{E}]$ و عرض جغرافیایی $[30^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{S}]$ و دوره زمانی از ۱۹۸۳ تا ۲۰۲۳ برای یک دوره ۴۱ ساله است. در پژوهش حاضر ابتدا به بررسی ماه حدی فوریه در فصل تابستان نیمکره جنوبی و سپس ماه ژوئیه در فصل زمستان نیمکره جنوبی پرداخته می‌شود. دلیل انتخاب این دو ماه آن است که در ماه فوریه، ITCZ اقیانوس هند به اوج فعالیت خود در همگرایی بادهای بسامان، همرفت و بارش‌های همرفتی می‌رسد و در ماه ژوئیه در کمینه فعالیت خود، به‌ویژه در اقیانوس هند جنوبی، قرار دارد. کمیت‌های استخراج شده از داده‌های ERA5 را می‌توان از جنبه ترازهای فشاری به دو گروه تقسیم نمود. گروه اول، کمیت‌های سطحی شامل بارش همرفتی، SST، مؤلفه‌های مداری و نصف-النهاری باد افقی تراز ۱۰ متر و واگرایی افقی هستند. گروه دوم مربوط به کمیت‌های سرعت قائم فشاری، دما، دمای نقطه شبنم، دمای پتانسیلی، دمای پتانسیلی هم‌ارز و هم‌ارز اشباع در ترازهای فشاری ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال است.

۲-۲ روش انجام کار

الف- بررسی کمیت‌های سطحی

عاملی مؤثر بر جابجایی نصف‌النهاری کمربند پرفشار جنب‌حاره در تراز سطحی شاخه نشست گردش هادلی است. از این‌رو فرآیند چرخندزایی بر روی دریای مدیترانه نیز علاوه بر تأثیرپذیری از سایر دورپیوندها به نوعی از نوسانات عرض جغرافیایی کمربند پرفشار جنب‌حاره و نوار ITCZ در اقیانوس هند پیروی می‌کند. در ضمن، فرآیند چرخندزایی دریای مدیترانه، به‌ویژه در فصل سرد نیمکره شمالی، تحت تأثیر متفاوت توده هوای سرد سیبری از یک سو و توده هوای مربوط به پرفشار جنب‌حاره یا همان شاخه نزولی یاخته هادلی از سوی دیگر بوده که به نوبه خود می‌توانند بر روی بارش‌های غرب و شمال ایران تأثیر معناداری داشته باشند (احمدی‌گیوی و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به مطالب فوق و اهمیت موضوع، هدف پژوهش حاضر بررسی اقلیم‌شناختی موقعیت ITCZ بر روی اقیانوس هند در دو ماه حدی فوریه و ژوئیه طی دوره زمانی ۱۹۸۳ تا ۲۰۲۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 است.

ساختار مقاله بدین صورت است که در بخش دوم، ابتدا داده‌های مورد استفاده و کمیت‌های مشاهداتی و محاسباتی معرفی شده و سپس روش انجام پژوهش بیان شده است. در بخش سوم، کمیت‌های مهم تراز سطحی همراه با نمایه قائم برخی از کمیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی مرتبط، مورد بررسی قرار می‌گیرند. در ادامه این بخش، با پایش برخی از کمیت‌های ستون آزاد جو، تأثیر آنها بر تشکیل، شدت و ضعف فرایند همرفت ارزیابی شده است. از دیگر نتایج ارائه و تحلیل شده، توزیع بارش همرفتی و نوسانات عرض جغرافیایی رویداد ITCZ در دو ماه حدی فوریه و ژوئیه است. در بخش پایانی، جمع‌بندی نتایج و نتیجه‌گیری ارائه شده است.

۲ داده‌ها و روش پژوهش

ب- بررسی نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی برای بررسی وضعیت پایداری ایستایی جو، نمایه قائم دمای محیط در ترازهای مختلف پایش می‌شود. همچنین با استفاده از منحنی دمای نقطه شبنم و مقایسه آن با منحنی دمای محیط می‌توان به میزان رطوبت نسبی جو نیز پی برد. کمیت‌های دمای پتانسیلی θ ، دمای پتانسیلی هم ارز θ_e و دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع θ_{es} برای ارزیابی رفتار قائم ستون جو از آنها استفاده می‌شود. برای مقایسه آسان‌تر، منحنی پنج کمیت یاد شده در قالب یک نمودار نشان داده شده است. به‌علاوه، نمودار نمایه قائم این کمیت‌ها بر روی محدوده پایداری موسوم به زبانه سرد اقیانوسی و محدوده دارای ناپایداری که احتمال بروز رویداد ITCZ را در خود دارد، به‌صورت جداگانه نیز رسم شده است. پس از رسم نمودارها، انتظار می‌رود که در هر دو محدوده، منحنی‌های مقادیر دماهای پتانسیلی با ترتیب $\theta_e < \theta < \theta_{es}$ قرار گرفته و در ضمن مقادیر اولیه دماهای پتانسیلی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال مربوط به حالت ناپایدار بزرگ‌تر از حالت پایدار در محدوده زبانه سرد اقیانوسی باشند. با ترسیم یک خط قائم از محل تقاطع منحنی θ_e با تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و امتداد آن تا برخورد با منحنی θ_{es} ، می‌توان تراز همرفت آزاد (Level of Free Convection; LFC) را تعیین کرد (اویاما، ۱۹۶۹). در صورت امکان صعود واداشتی بسته هوا به صورت بی‌دررو به تراز میعان بالابری (Lifting Condensation Level; LCL) و در ادامه به LFC شرایط برای تشکیل یاخته همرفتی در بام لایه مرزی محقق می‌شود. علاوه بر این، برای پایش امکان گسترش همرفت و تبدیل آن به همرفت عمیق می‌بایست همراهی کمیت‌های سطح، مانند بارش همرفتی، واگرایی (مطابق کار ژانگ و همکاران، ۲۰۲۲)، SST و همچنین نمودارهای نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی و سرعت قائم فشاری نیز بررسی شود.

با توجه به نتایج برخی از مطالعات پیشین مانند ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) در خصوص وجود نوعی سازگاری بین مناطق دارای بیشینه بارش همرفتی و همگرایی با محدوده تشکیل ITCZ، در این پژوهش نیز از این کمیت‌ها برای تعیین هرچه دقیق‌تر مکان ITCZ اقیانوس هند استفاده می‌شود. بدین منظور، ابتدا مقادیر میانگین بلندمدت ماهانه بارش همرفتی بیشتر از 3mmday^{-1} SST و بردار باد تراز ۱۰ متر برای ماه‌های حدی فوریه و ژوئیه طی دوره زمانی ۱۹۸۳-۲۰۲۳ محاسبه و ترسیم شده‌اند. ترسیم بردار باد تراز ۱۰ متر به تعیین مناطق دارای واگرایی و همگرایی سطحی کمک می‌کند. همچنین میزان همخوانی بین محدوده‌های بارش همرفتی و واگرایی افقی در تراز سطحی نیز بررسی می‌شود. این مقایسه برای دو ماه فوریه و ژوئیه به نمایندگی از فصل‌های تابستان و زمستان نیمکره جنوبی انجام شده است.

برای تعیین و ارزیابی پایداری و ناپایداری ایستایی محدوده‌های احتمالی دارای زبانه سرد اقیانوسی و ITCZ، با رسم نمودارهای نمایه قائم کمیت‌های لایه مرزی و جو آزاد مقایسه می‌شوند. بدین منظور، بر روی نقشه‌های مربوط به کمیت‌های سطحی با تمرکز بر مناطق بارش بیشینه و SST بالا در ماه‌های فوریه و ژوئیه، دو محدوده جغرافیایی با عناوین محدوده پایدار و محدوده ناپایدار مشخص می‌شود. به دلیل تفاوت‌های ساختاری در نوع بارش مربوط به پدیده موسمی و بارش‌های ناشی از فرایند همرفت، محدوده‌ها طوری انتخاب می‌شوند که با مناطق درگیر با بارش‌های موسمی فاصله مناسبی داشته باشند. به‌علاوه، مطابق پژوهش بین و آلبریش (۲۰۰۰)، محدوده‌های انتخابی دارای فاصله دمایی تا یک کلون است. در ادامه، تمامی نمودارهای نمایه قائم کمیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی بر روی این محدوده‌ها رسم شده و با یکدیگر مقایسه می‌شوند.

جغرافیایی بیشینه بارش همرفتی برای ماه‌های فوریه و ژوئیه محاسبه و ترسیم شده است. برای افزایش دقت \emptyset_E حاصل، بارش‌های با مقادیر بزرگتر از 3 mm day^{-1} در محاسبات انتخاب شده است.

$$\emptyset_E = \frac{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \varphi [\cos(\varphi) P]^N d\varphi}{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} [\cos(\varphi) P]^N d\varphi} \quad (1)$$

در رابطه فوق، φ_1 و φ_2 محدوده عرض‌های جغرافیایی مورد نظر در منطقه حاره بوده و به ترتیب بازه‌های پایین و بالای انتگرال را تشکیل می‌دهند. P کمیت بارش همرفتی و N عددی تجربی است و با این شرط تعیین می‌شود که اگر بازه بررسی عرض‌های جغرافیایی بین ۲۰ درجه شمالی و ۲۰ درجه جنوبی باشد، $N = 1$ است (آدام، ۲۰۲۲).

۳ بحث و بررسی نتایج

۳-۱ نتایج ماه فوریه

الف- بارش همرفتی، SST و بردار باد افقی

همان‌طور که از منطقه حاره انتظار می‌رود، با بررسی پربندهای SST بر روی نقشه بارش همرفتی در شکل ۱ مشاهده می‌شود که بخش وسیعی از سطح اقیانوس هند با مقادیر دمایی ۳۰۱ تا ۳۰۲ کلوین پوشیده شده است، به گونه‌ای که نفوذ این پربندها در دو نیمکره تا حوالی عرض ۱۵ درجه مشهود است. همچنین گرادیان قوی پربندهای SST در اقیانوس هند جنوبی موجب تقویت بردارهای باد افقی جنوبی و جنوب‌شرقی شده و برخورد آنها با بردارهای باد شمالی، منطقه همگرایی را بین عرض‌های ۵ تا ۱۵ درجه جنوبی شکل می‌دهد. در ضمن، در نیمکره جنوبی نیروی کوریولیس سبب شرقی‌شدن بادهای جنوبی و غربی‌شدن بادهای شمالی نفوذی به نیمکره جنوبی شده (شکل ۱) و تلاقی این جریانات افقی در منطقه همگرایی واقع در جنوب استوا منجر به تقویت سرعت قائم می‌شود. همگرایی سطحی بردارهای باد افقی

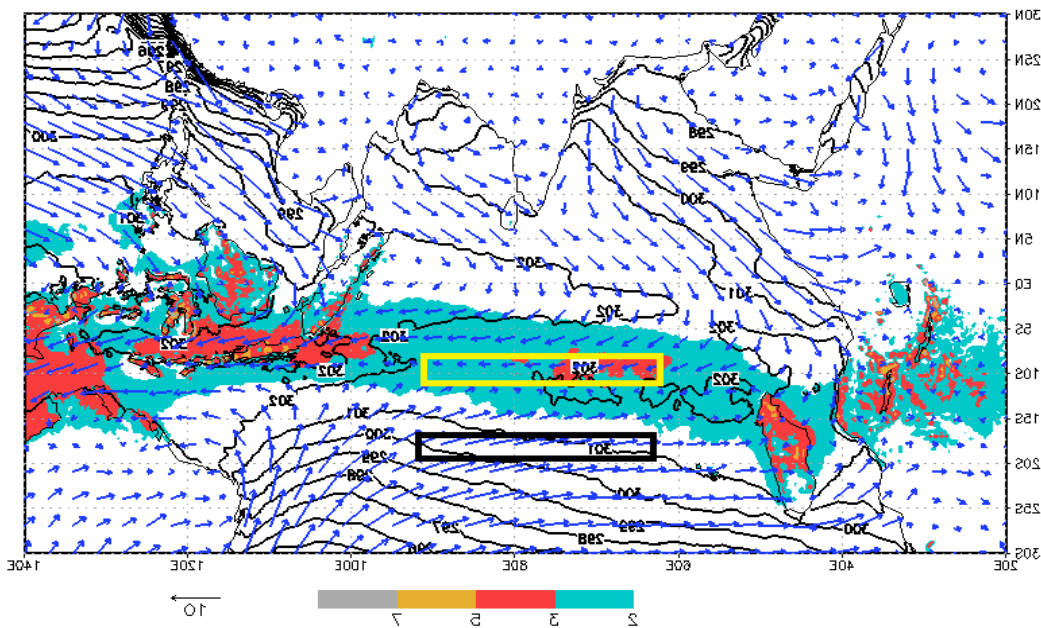
در ادامه، نمایه منحنی سرعت قائم فشاری (ω) در هر دو محدوده انتخابی پایدار و ناپایدار ترسیم و تحلیل می‌شود. بدین منظور، مقادیر میانگین ماهانه بلندمدت سرعت قائم فشاری برای دوره ۴۱ ساله بر روی ترازهای فشاری استاندارد ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال با فواصل ۱۰۰ هکتوپاسکال در هر دو محدوده انتخابی رسم می‌شود. با پایش روند تغییرات منحنی سرعت قائم در دو محدوده انتخابی، امکان وجود حرکات صعودی و نزولی بسته‌های هوا بررسی و مقایسه می‌شود. از نتایج این مقایسه می‌توان برای تعیین و تایید مناطق دارای احتمال وقوع رویداد ITCZ و یا احتمال وجود زبانه سرد اقیانوسی استفاده نمود. انتظار می‌رود در بررسی نمایه قائم ω ، با توجه به تعریف آن به صورت $\omega = \frac{dp}{dt}$ ، در مناطق شامل صعود جریانات جوی و ناپایدار، منحنی ω به سمت چپ نمودار (مقادیر منفی) متمایل شده و در مناطق پایدار موسوم به زبانه سرد اقیانوسی، در بالای لایه مرزی به تدریج از مقدار سرعت قائم کاسته شده و در ترازهای بالاتر به مقدار صفر نزدیک شود.

ج- نوار ITCZ در اقیانوس هند

یکی از اهداف اصلی در مطالعه اقلیم‌شناختی موقعیت ITCZ، تعیین نوسانات مکانی نوار بیشینه میانگین بارش همرفتی بر روی اقیانوس هند است. بدین منظور نمودار نوسان نصف‌النهاری منطقه بیشینه میانگین بارش همرفتی برای ماه‌های حدی فوریه و ژوئیه رسم شده است. روش‌های ریاضی و آماری مختلفی برای تعیین بازه عرض جغرافیایی رویداد ITCZ وجود دارد که در این پژوهش از روش به‌کار رفته در مطالعه اقلیمی آدام (۲۰۲۲) استفاده شده است. مطابق این روش، با قرار دادن داده‌های بازتحلیل بارش همرفتی در رابطه (۱) می‌توان بازه عرض جغرافیایی رخداد ITCZ (\emptyset_E) را تعیین کرد. براین اساس، نمودار نوسان اقلیمی میانگین عرض‌های

تا مقدار ۵ میلی‌متر بر روز دیده می‌شود. این بارش‌ها از نظر سازوکار با بارش همرفتی متفاوت هستند. مستطیل زرد رنگ با مختصات $[60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}] - [8^{\circ}\text{S}, 12^{\circ}\text{S}]$ در شکل ۱، معرف محدوده ناپایدار با احتمال تشکیل رویداد ITCZ و مستطیل سیاه رنگ با مختصات $[60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}] - [16^{\circ}\text{S}, 19^{\circ}\text{S}]$ معرف محدوده پایدار با احتمال تشکیل زبانه سرد اقیانوسی بر روی نقشه سطحی در ماه فوریه است. در این محدوده‌ها نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی و سرعت قائم فشاری پایش شده و نتایج آن همراه با نتایج مربوط به نقشه‌های سطحی برای تعیین مناطق شامل ITCZ و یا زبانه سرد اقیانوسی استفاده شده است.

فوق، عامل صعود واداشتی بسته هوای گرم و مرطوب و در نتیجه تشکیل همرفت و بارش همرفتی است. مطابق شکل ۱، منطقه وسیعی از اقیانوس هند جنوبی درگیر بارش همرفتی به میزان میانگین بلندمدت حداقل ۳ میلی‌متر بر روز است. این میزان بارش می‌تواند ناشی از تشکیل پدیده همرفت و نوع توسعه‌یافته آن یعنی همرفت عمیق باشد تا جایی که در بخش‌هایی از مرکز اقیانوس هند، مقادیر بارش همرفتی تا ۴ میلی‌متر بر روز هم دیده می‌شود. نکته قابل ذکر دیگر آنکه به دلیل رخداد پدیده درون فصلی موسمی فصل تابستان جنوبی (ماه فوریه) در اقیانوس هند جنوبی، در خشکی‌ها و جزایر واقع در غرب و شرق این اقیانوس نیز میانگین بلندمدت بارش موسمی



شکل ۱. نقشه تراز سطحی میانگین ماهانه بلندمدت ماه فوریه برای کمیت‌های بارش همرفتی (سایه روشن رنگی با واحد mm day^{-1} ، SST) (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۱K) و بردار باد افقی تراز ۱۰ متر (برمبنای شاخص بردار باد با مقدار 10 ms^{-1} در گوشه پایین سمت راست شکل) بر روی اقیانوس هند در بازه ۱۹۸۳-۲۰۲۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5. مستطیل زرد رنگ با مختصات $[60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}] - [8^{\circ}\text{S}, 12^{\circ}\text{S}]$ محدوده ناپایدار و مستطیل سیاه رنگ با مختصات $[60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}] - [16^{\circ}\text{S}, 19^{\circ}\text{S}]$ محدوده پایدار را نشان می‌دهند.

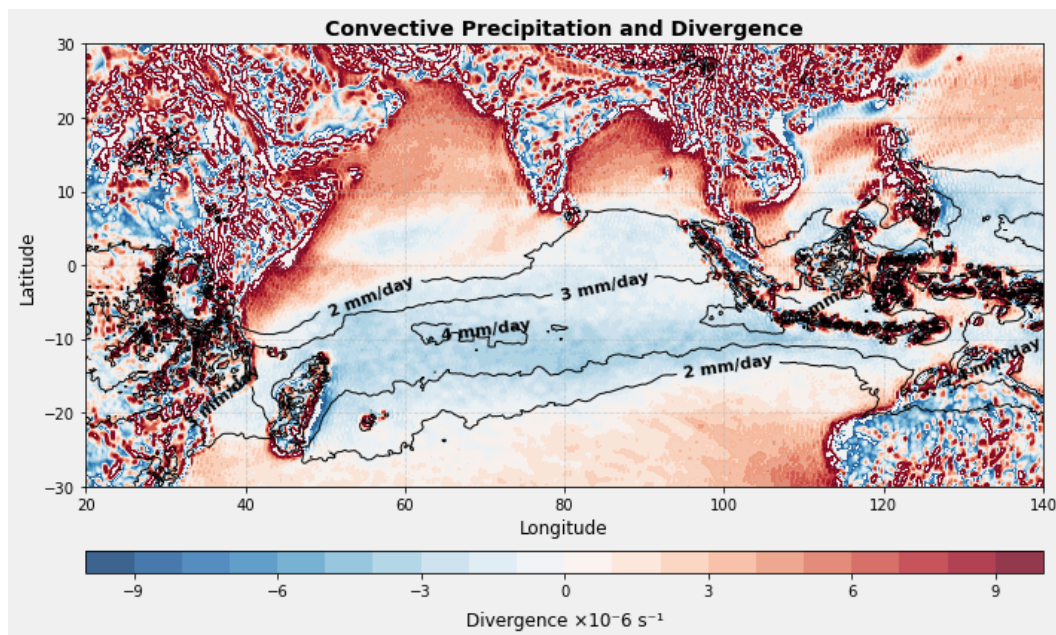
خوبی بین مناطق شامل همگرایی سطحی (سایه روشن) و مناطق شامل بیشینه میانگین بلندمدت بارش همرفتی (پربندهای مشکی) دیده می‌شود. با اینکه در بررسی

ب- واگرایی سطحی

با توجه به نقشه‌های ترسیمی مربوط به کمیت‌های بارش همرفتی و واگرایی افقی در شکل ۲، سازگاری بسیار

است. در واقع می‌توان گفت که سازگاری بین توزیع مکانی دو کمیت بارش همرفتی و واگرایی افقی در شکل ۲ می‌تواند به نوعی دلیلی ضمنی برای تعیین مناطق دارای پتانسیل تشکیل همرفت عمیق باشد.

بارش همرفتی شناسایی عامل دینامیکی همگرایی برای صعود بسته هوای مرطوب تا LCL و LFC کارآمدی دارد، ولی برای ارزیابی احتمال تبدیل یاخته همرفتی به همرفت عمیق، نیاز به پایش ترازهای بالاتر ستون جو آزاد



شکل ۲. نقشه تراز سطحی میانگین بلندمدت ماه فوریه برای کمیت‌های بارش همرفتی (پربندهای مشکی با فواصل 1 mm day^{-1}) و واگرایی افقی (سایه روشن رنگی با فواصل $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) بر روی اقیانوس هند در بازه ۲۰۲۳-۱۹۸۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5.

داشته باشند. طبق شکل ۳، از تراز ۹۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، فاصله بین منحنی‌های دما و دمای نقطه شبنم در محدوده پایدار به صورت معناداری بیشتر از مورد مشابه در محدوده ناپایدار است. این موضوع نشان‌دهنده تفاوت رطوبت نسبی بین آنها به‌ویژه در ترازهای بالاتر ستون جو آزاد است. در ضمن نمایه‌های قائم دمای پتانسیلی، دمای پتانسیلی هم‌ارز و اشباع نشان‌دهنده روند افزایشی این کمیت‌ها نسبت به ارتفاع در هر دو محدوده پایدار و ناپایدار است.

در بررسی بسته هوای مرطوب در محدوده ناپایدار در شکل ۳ مشاهده می‌شود که مقدار θ_e در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال حدود ۳۵۰ کلوین و در محدوده پایدار در

ب- دمای محیط و دماهای پتانسیلی

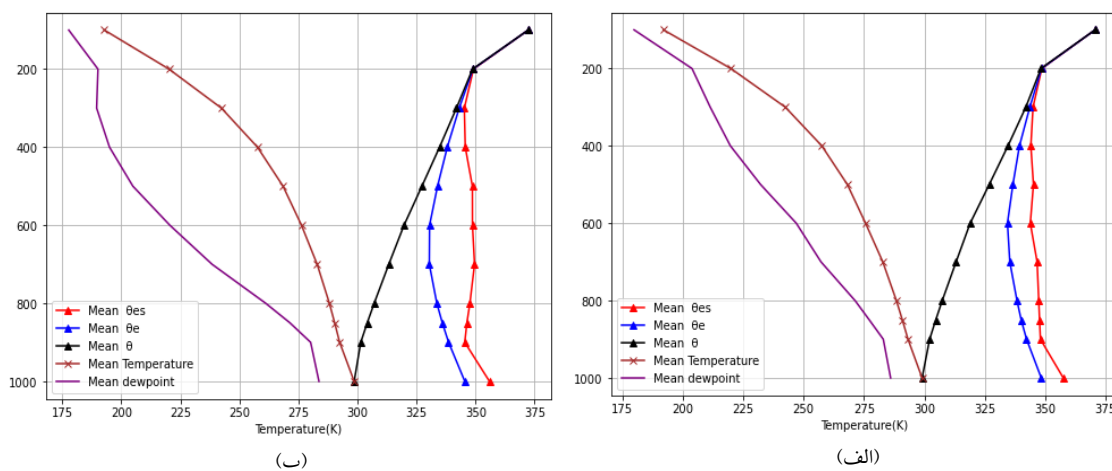
در شکل ۳، نمایه قائم میانگین بلندمدت ماهانه دمای محیط و دماهای پتانسیلی برای ماه فوریه و در محدوده‌های پایدار و ناپایدار مشخص شده در شکل ۱، برای مقایسه با یکدیگر، ترسیم شده‌اند. با توجه به شکل، نمایه قائم دما مربوط به هر دو محدوده پایدار و ناپایدار در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با اختلاف یک کلوین آغاز شده و امتداد قائم این نمایه در تمام وردسپهر کاهش یافته است. شایان ذکر است نقاط واقع در ۵ نمایه ارائه شده در شکل ۳ میانگین مقادیر تمامی نقاط موجود در مستطیل‌های نشان داده شده در شکل ۱ هستند که برخی از آنها می‌توانند مقادیر بسیار بزرگتری از مقدار میانگین

می‌شود، محدوده ناپایدار می‌تواند با برخورداری از میانگین بارش همرفتی 4 mm day^{-1} و بیشتر، پتانسیل لازم برای تشکیل پدیده همرفت و احتمالاً همرفت عمیق داشته باشد. ولی در محدوده پایدار، به علت عدم وجود شرایط لازم در نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی برای صعود بسته هوای مرطوب، رخداد فرآیند همرفت امکان‌پذیر نیست.

ت- سرعت قائم فشاری

در شکل ۴، نمایه قائم ω برای هر دو محدوده پایدار و ناپایدار رسم شده است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، سرعت قائم در محدوده ناپایدار تا تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال حدود 0.035 Pas^{-1} و در هسته همرفت عمیق و در نزدیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حدود 3 cms^{-1} (0.2 Pas^{-1}) برآورد شده است. این نتایج از مقادیر سرعت قائم بیان شده توسط لاینگ و اوانس (۲۰۱۱) که سرعت قائم حرکات صعودی ناشی از همگرایی سطحی در لایه مرزی را در حدود 0.3 cms^{-1} (0.02 Pas^{-1}) به دست آورده‌اند، فراتر است. در نتیجه این مقادیر سرعت قائم می‌تواند بیانگر آن باشد که همگرایی سطحی در محدوده ناپایدار، نیروی واداشتی لازم برای صعود بسته هوای مرطوب را اعمال می‌کند. با توجه به نتایج شکل ۳ در ترازهای بالاتر از LFC، می‌توان مناطق همگرایی سطحی در محدوده ناپایدار در شکل ۴ با بازه سرعت قائم فوق را در گروه همرفت عمیق تلقی نمود. مطابق منحنی قرمز رنگ شکل ۴ که نشان‌دهنده سرعت قائم فشاری در محدوده پایدار است، تنها تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال امکان صعود بسته هوای مرطوب فراهم

حدود ۳۴۵ کلومین است. این گونه به نظر می‌رسد که سطح اقیانوس در هر دو محدوده پایدار و ناپایدار دارای مقادیر θ_e مطلوبی از نظر رطوبت بوده و پتانسیل لازم برای تشکیل پدیده همرفت وجود دارد. همچنین شرط $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0$ به عنوان یکی از شرایط اشباع بسته هوای مرطوب تا تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال در هر دو محدوده پایدار و ناپایدار برقرار است، با این تفاوت که در محدوده پایدار شیب نمودار θ_{es} بین تراز ۹۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال مثبت شده یا به بیان ریاضی $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} > 0$ حاکم است. در نتیجه حتی در صورت اعمال نیروی واداشتی در راستای قائم بر روی بسته هوای مرطوب، امکان اشباع شدن وجود ندارد (اویاما، ۱۹۶۹؛ هولتون و همکاران، ۱۹۷۱). این در حالی است که در محدوده ناپایدار، کماکان شرط $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0$ در بالاتر از تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال با شیب منفی ملایمی ادامه داشته و امکان اشباع در اثر صعود واداشتی محتمل به نظر می‌رسد. باید در نظر داشت که آزاد شدن گرمای نهان سبب ادامه صعود بسته هوای مرطوب از LFC به ترازهای بالاتر و در نهایت تراز تعادلی (Equilibrium Level; EL) شده و تا قبل از رسیدن به EL ادامه فرآیند همرفت را در پی دارد. به علاوه، با تشدید فرآیند آزاد شدن گرمای نهان، احتمال تبدیل همرفت به پدیده همرفت عمیق و وقوع رویداد ITCZ نیز وجود دارد، اگرچه برای اثبات این موضوع می‌بایست نمایه کمیت سرعت قائم نیز بررسی شود. نکته شایان توجه دیگر آنکه بین کمیت‌های سطحی شامل بارش همرفتی، واگرایی افقی و انرژی ایستایی بسته هوای مرطوب (MSE) با نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی سازگاری مطلوبی در راستای تشکیل فرآیند همرفت وجود دارد. از این رو همان‌گونه که در شکل ۳ دیده



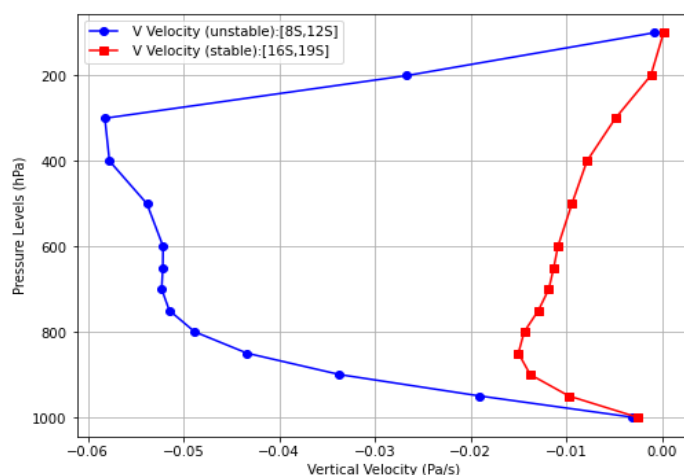
شکل ۳. نمایه قائم میانگین بلندمدت ماه فوریه برای دمای محیط (رنگ قهوه‌ای)، دمای نقطه شبنم (رنگ بنفش)، دمای پتانسیلی (رنگ مشکی)، دمای پتانسیلی هم‌ارز (رنگ آبی) و دمای پتانسیلی هم‌ارز اشیاع (رنگ قرمز) با یکای K بر روی اقیانوس هند در بازه ۲۰۲۳-۱۹۸۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 برای محدوده (الف) ناپایدار با مختصات $[8^{\circ}\text{S}, 12^{\circ}\text{S}] - [60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}]$ و (ب) پایدار با مختصات $[16^{\circ}\text{S}, 19^{\circ}\text{S}] - [60^{\circ}\text{E}, 90^{\circ}\text{E}]$.

غالب بوده و در نتیجه تشکیل همرفت عمیق با وجود سرعت قائم کاهشی امکان‌پذیر نیست.

ث- نوسان عرض جغرافیایی ITCZ

با استفاده از داده‌های بلندمدت مقادیر میانگین بارش همرفتی و جایگذاری در رابطه (۱)، میانگین بلندمدت ماهانه نوسان عرض جغرافیایی ITCZ در ماه فوریه بر روی اقیانوس هند محاسبه و نتایج در شکل ۵ ترسیم شده

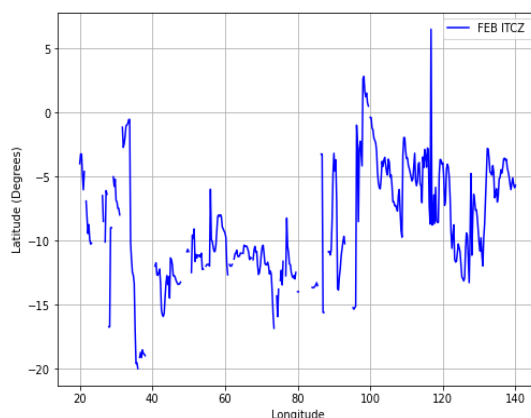
است. این صعود دینامیکی بوده و ناشی از همگرایی سطحی موجود در منطقه پایدار است. با تعقیب منحنی قرمز رنگ مشاهده می‌شود که در ترازهای بالاتر از ۸۵۰ هکتوپاسکال مقدار سرعت قائم روند کاهشی داشته تا جایی که در نزدیکی تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال مقدار آن به صفر می‌رسد. شاید از دلایل اصلی این رویداد، کافی نبودن MSE و در نتیجه تضعیف فرآیند آزاد شدن گرمای نهان باشد. از این رو در محدوده پایدار حرکات نزولی



شکل ۴. نمایه قائم میانگین بلندمدت ماه فوریه در مناطق پایدار (منحنی قرمز) و ناپایدار (منحنی آبی) برای سرعت قائم فشاری (با واحد Pa s^{-1}) بر روی اقیانوس هند در بازه ۲۰۲۳-۱۹۸۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5.

در شکل ۶ میانگین بلندمدت کمیت‌های بارش همرفتی، SST و بردار باد افقی بر روی اقیانوس هند در ماه ژوئیه نشان داده شده است. ماه ژوئیه به عنوان نماینده فصل زمستان نیمکره جنوبی و یک ماه حدی در اقلیم منطقه حاره محسوب می‌شود. از نظر دینامیکی، به علت تشکیل گرادیان قوی پربندهای SST در اقیانوس هند جنوبی و در پی آن تقویت گرادیان فشار، بردارهای باد جنوبی نیز تقویت می‌شوند. حرکت شمال‌سوی این بردارهای باد، تحت تأثیر نیروی کوریولیس به سمت چپ حرکت خود منحرف شده و پس از گذار از استوا و در نیمکره شمالی مجدداً در اثر اعمال نیروی کوریولیس در نیمکره شمالی، به سمت راست حرکت خود انحراف می‌یابند. بدین ترتیب بادهای افقی غربی تشکیل شده در اقیانوس هند شمالی، رطوبت سطحی را از اقیانوس هند بر روی جزایر و خشکی‌های شرق اقیانوس هند منتقل کرده و پدیده موسمی را شکل می‌دهند. یکی از نتایج قابل توجه در این پدیده، بارش‌های موسمی در غرب شبه‌جزیره هند است. از دیگر نتایج مشاهده شده در شکل ۶ تقسیم نصف‌النهاری بارش همرفتی در دو طرف استوا است، ضمن اینکه در ماه ژوئیه فزونی بارش‌های همرفتی و موسمی از نظر وسعت و مقدار در نیمه شمالی اقیانوس کاملاً مشهود است. در ماه ژوئیه و در مقایسه با ماه فوریه از وسعت مناطق تحت پوشش بارش همرفتی به صورت معناداری کاسته شده و در این ماه بارش‌ها بیشتر در شرق اقیانوس هند متمرکز شده است. بر روی نقشه سطحی (شکل ۶)، مستطیل زرد رنگ با مختصات $[13^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{N}] - [85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}]$ محدوده ناپایدار و مستطیل سیاه رنگ با مختصات $[85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}] - [8^{\circ}\text{S}, 11^{\circ}\text{S}]$ محدوده پایدار را نشان می‌دهند.

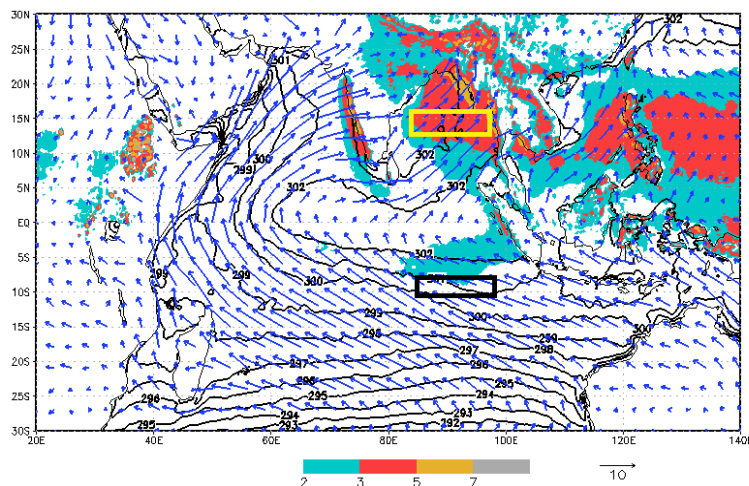
است. مانند روش به کار رفته توسط ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) در خصوص محاسبه عرض جغرافیایی رویداد ITCZ، از بارش همرفتی با مقادیر 3 mm day^{-1} و بیشتر استفاده شده است. مطابق شکل ۵، شرق اقیانوس هند از طول جغرافیایی ۱۱۰ تا ۱۴۰ درجه شرقی و همچنین غرب اقیانوس هند از طول جغرافیایی ۲۰ تا ۴۰ درجه شرقی بیشتر تحت پوشش خشکی‌ها و جزایر است. در این مناطق، بارش غالب ناشی از پدیده موسمی اقیانوس هند است. بدین علت در این پژوهش طول جغرافیایی مطلوب برای بررسی نوسان مکانی ITCZ از ۶۰ تا ۹۰ درجه شرقی در نظر گرفته شده است، بنابراین می‌توان با حذف مناطق دارای بارش موسمی، بازه عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۱۲ درجه جنوبی را در امتداد طول جغرافیایی ۶۰ تا ۹۰ درجه شرقی برای نوسان مکانی رویداد ITCZ اقیانوس هند تعیین نمود.



شکل ۵. نوسان عرض جغرافیایی ITCZ مربوط به میانگین بلندمدت ماه فوریه بر روی اقیانوس هند در بازه ۱۹۸۳-۲۰۲۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 و در محدوده مختصات $[20^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{S}] - [20^{\circ}\text{E}, 140^{\circ}\text{E}]$.

۳-۲ نتایج ماه ژوئیه

الف- بارش همرفتی، SST و بردار باد افقی

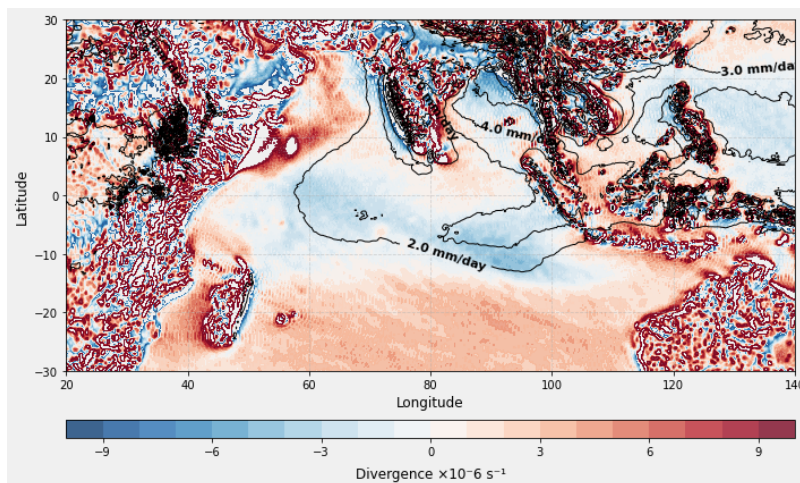


شکل ۶. نقشه تراز سطحی میانگین ماهانه بلندمدت ماه ژوئیه برای کمیت‌های بارش همرفتی (سایه روشن رنگی با واحد mm day^{-1} ، SST، پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۱K) و بردار افقی باد تراز ۱۰ متر (برمبنای شاخص بردار باد با مقدار 10 ms^{-1} در گوشه پایین سمت راست شکل) بر روی اقیانوس هند در بازه ۲۰۲۳-۱۹۸۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5.

ب- واگرایی سطحی

شکل ۷ نقشه مربوط به مقادیر میانگین بلندمدت کمیت بارش همرفتی و واگرایی افقی در ماه ژوئیه را نشان می‌دهد. مانند ماه فوریه سازگاری بالایی بین مناطق دارای همگرایی سطحی (سایه روشن) و مناطق شامل بیشینه بارش همرفتی (پربندهای مشکی) وجود دارد. در این بخش نیز برای بررسی عامل دینامیکی صعود بسته

هوای مرطوب تا LCL و LFC و همچنین احتمال تبدیل یاخته همرفتی به همرفت عمیق، نیاز به پایش ترازهای بالاتر ستون جو آزاد است، اگرچه سازگاری یاد شده در شکل ۷ خود به نوعی یک دلیل ضمنی در تعیین مناطق دارای همرفت عمیق است. همچنین بر اساس پایش شکل‌های ۶ و ۷، تشکیل ITCZ دوتایی در دو طرف استوا در این ماه محتمل به نظر می‌رسد.

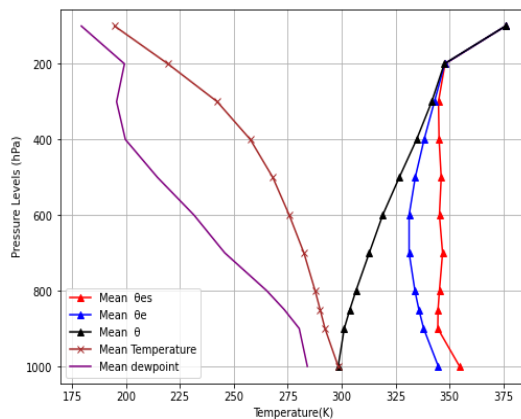


شکل ۷. مشابه شکل ۲ ولی برای ماه ژوئیه..

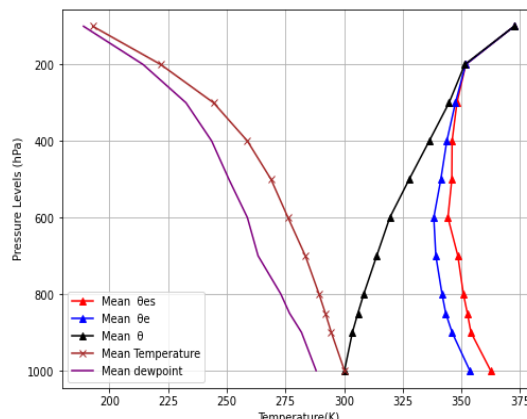
مرطوب با بیشینه مقادیر MSE از سطح به محل تقاطع دو منحنی θ_e و θ_{es} یا همان LFC فراهم می‌شود. در این محدوده، با رسیدن بسته هوای مرطوب به LFC رویداد همرفت آزاد به سبب آزاد شدن گرمای نهان بخار آب آغاز شده و در صورت تشدید فرآیند همرفت، احتمال تشکیل همرفت عمیق دور از انتظار نیست. برای بررسی این موضوع نیاز به ارزیابی سرعت قائم در امتداد همرفت است. همچنین ملاحظه وسعت مناطق دارای بارش بیشینه و همگرایی سطحی در کنار پایش تغییرات θ_{es} با ارتفاع در دو محدوده نشان می‌دهد که در محدوده پایدار، امکان اشباع بسته هوای مرطوب حتی در اثر صعود واداشتی نیز وجود ندارد. حال آنکه شرایط اشباع برای بسته هوای مرطوب در محدوده ناپایدار در بالای لایه مرزی فراهم است. بنابراین تشکیل همرفت عمیق و ITCZ در محدوده ناپایدار واقع در اقیانوس هند شمالی در ماه ژوئیه محتمل است.

ب- دمای محیط و دماهای پتانسیلی

همانند ماه فوریه (شکل ۳)، در شکل ۸ نیز منحنی‌های نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم در محدوده ناپایدار دارای فاصله کمتری از هم نسبت به مورد مشابه در محدوده پایدار است که نشان‌دهنده افزایش رطوبت نسبی در راستای قائم جو در محدوده ناپایدار می‌باشد. به دلیل انتخاب محدوده ناپایدار در نیمکره شمالی و همزمانی آن با فصل تابستان شمالی، θ_e و θ_{es} به ترتیب دارای مقادیر ۳۵۵ و ۳۶۲ کلوین هستند. کاهش فواصل منحنی‌های θ_e و θ_{es} در امتداد قائم وردسپهر بیانگر تأثیر افزایش دمای پتانسیلی به سبب افزایش رطوبت ویژه است. در محدوده ناپایدار (شکل ۸-الف) شیب منحنی θ_{es} منفی ولی در محدوده پایدار (شکل ۸-ب) شیب این منحنی تقریباً نزدیک به صفر است. این بدان معناست در حالت ناپایدار، در صورت اعمال نیروی واداشتی ناشی از همگرایی سطحی امکان صعود دینامیکی بسته هوای



(ب)



(الف)

شکل ۸. نمایه قائم میانگین بلندمدت ماه ژوئیه برای دمای محیط (رنگ قهوه‌ای)، دمای نقطه شبنم (رنگ بنفش)، دمای پتانسیلی (رنگ مشکی)، دمای پتانسیلی هم‌ارز (رنگ آبی) و دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع (رنگ قرمز) با یکای K بر روی محدوده (الف) ناپایدار اقیانوس هند با مختصات $[85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}]$ و $[13^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{N}]$ (ب) پایدار اقیانوس هند با مختصات $[8^{\circ}\text{S}, 11^{\circ}\text{S}]$ و $[85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}]$ در بازه ۱۹۸۳-۲۰۲۳ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5.

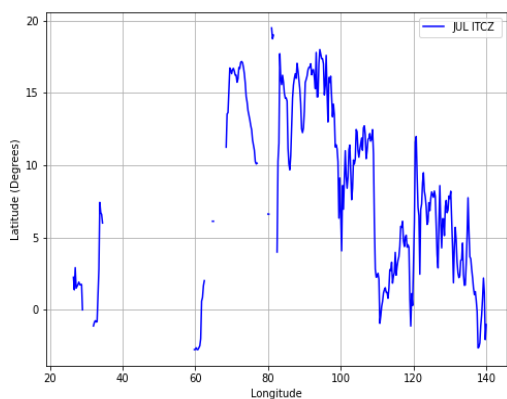
در ترازهای بالاتر تا ۵۰۰ هکتوپاسکال حدود 0.085 Pas^{-1} است. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، این مقدار سرعت قائم در لایه مرزی می‌تواند نشان‌دهنده

ت- سرعت قائم فشاری

مطابق شکل ۹، در محدوده ناپایدار، میانگین بلندمدت ماهانه سرعت قائم فشاری تا LFC حدود 0.035 Pas^{-1} و

ث- نوسان عرض جغرافیایی ITCZ

با اعمال داده‌های ماه ژوئیه مربوط به کمیت بارش همرفتی با مقادیر 3 mm day^{-1} و بیشتر در رابطه (۱)، نتایج محاسبه عرض جغرافیایی مناطق دارای بیشینه بارش همرفتی در شکل ۱۰ آورده شده است. پس از حذف مناطق و بازه طول جغرافیایی دارای بارش موسمی مربوط به فصل تابستان نیمکره شمالی و همچنین استفاده از نتایج ارائه شده در شکل‌های ۶ و ۷ می‌توان بازه نوسان محل بیشینه بارش همرفتی و همرفت عمیق و رویداد ITCZ را به صورت $[80^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{E}]$ و $[14^{\circ}\text{N}-17^{\circ}\text{N}]$ بر روی خلیج بنگال در شمال اقیانوس هند به دست آورد.

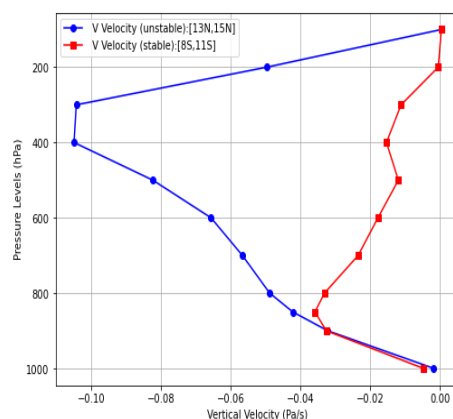


شکل ۱۰. نوسان عرض جغرافیایی ITCZ مربوط به میانگین بلندمدت ماه ژوئیه بر روی اقیانوس هند در بازه $20^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 و در محدوده مختصات $[20^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{S}]$ - $[20^{\circ}\text{E}, 140^{\circ}\text{E}]$.

۳-۳ مقایسه نتایج

نتایج حاصل از بررسی اقلیمی موقعیت ITCZ در دو ماه فوریه و ژوئیه در پژوهش حاضر همراه با نتایج مطالعه مشابه والسر و گواتیر (۱۹۹۳)، برای مقایسه، در جدول ۱ ارائه شده است. نکته قابل توجه در این نتایج، تغییر بارز عرض جغرافیایی ITCZ اقیانوس هند در دو سوی استوا و یا به عبارت دیگر جابجایی نصف‌النهار ITCZ است که در ماه فوریه (تابستان جنوبی) کاملاً در نیمکره جنوبی

وجود همگرایی قوی در سطح باشد. در امتداد ستون جو آزاد نیز افزایش میانگین سرعت قائم به چشم می‌خورد و وجود این میزان سرعت قائم خود می‌تواند یکی از دلایل شکل‌گیری سامانه همرفتی قوی در این محدوده باشد. از این رو براساس مقادیر میانگین بارش همرفتی در محدوده ناپایدار انتخابی (شکل ۶)، می‌توان انتظار تشکیل رویداد ITCZ را داشت. در محدوده پایدار، میانگین بلندمدت سرعت قائم به سبب وجود همگرایی مطلوب سطحی تنها در لایه مرزی دارای افزایش است، ولی در ستون قائم جو آزاد به علت عدم تشکیل پدیده همرفت، سرعت قائم کاهش یافته و در نهایت در تراز 200 هکتوپاسکال به مقدار صفر نزدیک می‌شود. از جمله دلایل کاهش سرعت قائم در ستون جو آزاد محدوده پایدار می‌توان به کاهش مقادیر MSE و یا معادل آن مقادیر θ_e و همچنین کاهش مقدار SST نسبت به مقادیر آن در محدوده ناپایدار اشاره کرد. به بیان دیگر حتی با وجود نیروی واداشتی قوی (همگرایی قوی سطحی) و صعود دینامیکی بسته هوای مرطوب، به سبب ناکافی بودن مقادیر SST و MSE امکان تشکیل فرآیند همرفت در محدوده پایدار وجود ندارد.



شکل ۹. نمایه قائم میانگین بلندمدت ماه ژوئیه در مناطق پایدار (منحنی قرمز) و ناپایدار (منحنی آبی) در اقیانوس هند برای سرعت قائم فشاری (با واحد Pa s^{-1}) در بازه $20^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5. مختصات محدوده پایدار $[85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}]$ و $[8^{\circ}\text{S}, 11^{\circ}\text{S}]$ و مختصات محدوده ناپایدار $[85^{\circ}\text{E}, 100^{\circ}\text{E}]$ و $[13^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{N}]$ است.

گرادیان‌های SST عامل تشکیل همگرایی سطحی در مناطق ناپایدار است. ساز و کار این فرآیند بدین صورت است که توزیع گرادیان قوی SST طی ماه فوریه در اقیانوس هند جنوبی عامل تقویت بادهای بسامان جنوب‌شرقی است و همگرایی این بادهای با میدان باد شمالی سبب تقویت سرعت قائم و انتقال بسته هوای مرطوب به تراز اشباع شده که نتیجه آن تشکیل ابرهای همرفتی از استوا تا حوالی عرض ۱۵ درجه جنوبی است. به‌علاوه، توزیع بیشینه میانگین بلندمدت بارش همرفتی در محدوده طول جغرافیایی اقیانوس هند از دیگر پیامدهای تشدید همگرایی سطحی بر روی اقیانوس هند در ماه فوریه است. در پژوهشی مشابه والس و گواتیر (۱۹۹۳) نیز مناطق دارای بارش همرفتی و تشکیل ITCZ در اقیانوس هند برای ماه‌های ژانویه و فوریه را بین عرض‌های جغرافیایی ۵ تا ۷ درجه جنوبی شناسایی کرده‌اند.

در ماه ژوئیه نسبت به ماه فوریه، توزیع مکانی (راستای طول جغرافیایی) میانگین بلندمدت بارش همرفتی به کمینه مقدار خود رسیده و بارش‌های همرفتی بیشتر در شرق اقیانوس هند متمرکز هستند، نتیجه‌ای که ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) در بررسی چرخه سالانه ITCZ بدان اشاره داشته‌اند. البته باید در نظر داشت که در مطالعه ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) بر روی اقیانوس هند، از دیدگاه چرخه فصلی، فصل پاییز به عنوان بازه زمانی با کمینه تشکیل ابر و بارش همرفتی معرفی شده است، به‌گونه‌ای که از نظر آنها نوار بارش همرفتی تشکیل شده در ماه مه (در فصل پاییز نیمکره جنوبی) قابل توجه نیست. والس و گواتیر (۱۹۹۳) نیز در پژوهش خود ماه آوریل را به عنوان نماینده فصل پاییز جنوبی دارای کمترین گستره بارش همرفتی و ابرهای بسیار بازتابنده دانسته‌اند. در پژوهش حاضر مشاهده شد که در ماه ژوئیه بیشینه میانگین بلندمدت بارش همرفتی به همراه بارش‌های فصلی موسمی در شمال اقیانوس هند رخ داده و به

تشکیل شده و در ماه ژوئیه (زمستان جنوبی) به نیمکره شمالی جابجا می‌شود. این جابجایی با نتیجه پژوهش والس و گواتیر (۱۹۹۳) بر روی اقیانوس هند سازگار است. شایان توجه است که والس و گواتیر (۱۹۹۳) طول جغرافیایی ITCZ بر روی اقیانوس هند را به‌طور ثابت از ۶۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی در نظر گرفتند، در حالی که در این پژوهش برای پرهیز از تداخل بارش موسمی با بارش همرفتی، در ماه‌های مورد بررسی از بازه طول جغرافیایی یکسان استفاده نشده و هر ماه منتخب دارای گستره طول جغرافیایی ویژه خود است. در هر دو پژوهش یاد شده، بازه‌های زمانی (شامل دو ماه حدی) و نیمکره وقوع ITCZ بر روی اقیانوس هند یکسان هستند. علیرغم تطابق نسبی و مطلوب بین نتایج دو پژوهش، تفاوت‌هایی از نظر عرض جغرافیایی وقوع ITCZ دیده می‌شود که این اختلاف ناشی از تفاوت در داده‌های استفاده شده و دوره زمانی مورد مطالعه است.

جدول ۱. میانگین موقعیت رویداد ITCZ در ماه‌های فوریه و ژوئیه نیمکره جنوبی برحسب محدوده‌های طول و عرض جغرافیایی، حاصل از داده‌های بازتحلیل ERA5 در دوره زمانی ۲۰۲۳-۱۹۸۳. برای مقایسه، بازه عرض جغرافیایی به‌دست‌آمده توسط والس و گواتیر (۱۹۹۳) در محدوده ثابت طول جغرافیایی [60°E-100°E] با استفاده از داده‌های مشاهداتی ماهواره‌ای HRC در دوره زمانی ۱۹۸۷-۱۹۷۱ نیز آورده شده است.

بازه زمانی	بازه جغرافیایی	طول	بازه عرض جغرافیایی	عرض جغرافیایی ITCZ
فوریه	[60°E-90°E]	[10°S-12°S]	[5°S-7°S]	ITCZ
ژوئیه	[80°E-100°E]	[13°N-15°N]	[10°N-11°N]	

براساس نتایج حاصل، میانگین بلندمدت همگرایی بردار باد سطحی بر روی اقیانوس هند طی ماه فوریه در تابستان جنوبی نسبت به ماه ژوئیه بیشتر است، این نتیجه تا حد زیادی با نتایج به‌دست آمده برای مناطق با بیشینه همگرایی در مطالعه ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) مطابقت دارد. ژانگ و همکاران (۲۰۲۲) معتقدند که وجود

ندارد. ولی تفاوت معناداری از نظر میزان رطوبت بسته هوا در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بین دو محدوده پایدار و ناپایدار دیده می‌شود و این تفاوت از بالای لایه مرزی تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال کاملاً محسوس است. بین و آلبریش (۲۰۰۰) در پژوهشی مشابه برای شناسایی مناطق پایدار به این نتیجه رسیدند که تغییرات هرچند اندک در ساز و کار لایه مرزی (مانند رطوبت و SST) ممکن است منجر به جفت‌شدگی لایه ابرناکی و لایه زیر ابرناکی شده و لایه نسبتاً پایداری به نام لایه گذار را به وجود آورد و بدین طریق موجب تشکیل همرفت عمیق بر روی اقیانوس شود.

۴ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش با استفاده از میانگین بلندمدت ماهانه داده‌های بازتحلیل ERA5 در دوره زمانی ۲۰۲۳-۱۹۸۳ مربوط به دو ماه فوریه و ژوئیه و با هدف تعیین محدوده نوسان نصف‌النهاری ITCZ، فرآیندهای لایه مرزی و ستون جو آزاد برای تشکیل پدیده همرفت بر روی اقیانوس هند مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور از کمیت‌های هواشناختی مربوط به سطح مانند بارش همرفتی، واگرایی افقی، میدان باد افقی، SST و همچنین نمایه قائم دمای بسته هوا و محیط، دماهای پتانسیلی به همراه سرعت قائم فشاری استفاده شد. این بررسی برای دو ماه حدی فوریه و ژوئیه، به نمایندگی از فصل‌های تابستان و زمستان جنوبی صورت گرفته است.

بررسی میانگین بلندمدت بارش همرفتی بر روی اقیانوس هند در دو ماه فوریه و ژوئیه نشان داد بیشینه توزیع مکانی سالانه بارش در ماه فوریه و کمینه آن در ماه ژوئیه رخ می‌دهد. منطقه بارش همرفتی در ماه فوریه از شرق اقیانوس هند جنوبی (غرب اندونزی) به سمت غرب (جزیره ماداگاسکار) گسترش می‌یابد. در زمستان جنوبی، بازه نصف‌النهاری توزیع بارش همرفتی توسعه

صورت معناداری بارش‌ها به نیمه شمالی زمین انتقال می‌یابد. همچنین مناطق شامل همگرایی و تشکیل رویداد ITCZ نیز در بخش شمالی این اقیانوس و در بازه عرض جغرافیایی ۱۳ تا ۱۵ درجه شمالی دیده می‌شود. این در حالی است که والس و گواتیر (۱۹۹۳) در فصل زمستان نیمکره جنوبی، بازه عرض جغرافیایی ۹ تا ۱۰ درجه شمالی را برای رویداد ITCZ شناسایی نموده‌اند که تنها از نظر تمرکز در شمال استوا با نتیجه این پژوهش سازگار است.

شایان ذکر است که در این مطالعه، بارش‌های همرفتی بر روی خشکی‌های اقیانوس هند و همچنین بارش‌های مرتبط با فصول رخداد پدیده موسمی اقیانوس هند برای برآورد مناطق دارای بیشینه بارش همرفتی و تعیین مکان تشکیل ITCZ اقیانوس هند در نظر گرفته نشده است؛ زیرا گستره مکانی بارش همرفتی بر روی خشکی‌های اقیانوس هند از همگرایی میدان باد پیروی نکرده و فقط تابع عامل کوهساری و صعود مکانیکی جریان هوا است. نیکلسون (۲۰۱۸) معتقد است که نتایج بررسی ITCZ بر روی خشکی‌ها مورد تأیید بیشتر پژوهشگران حوزه حاره نمی‌باشد، چراکه عامل کوهساری نقش مهمی در تعیین مکان تشکیل ITCZ داشته و از میدان باد پیروی نمی‌کند.

یکی دیگر از نتایج قابل توجه این پژوهش، رفتار متفاوت نمایه قائم کمیت‌های ترمودینامیکی پس از گذار بسته هوا از ترازهای LCL و LFC در محدوده‌های تعیین شده موسوم به پایدار و ناپایدار است. این دو محدوده با اعمال اختلاف SST در حدود ۱ کلوین بر روی نقشه سطحی رسم شده است. یکی از دلایل این تفاوت می‌تواند مربوط به تفاوت در ساختار پایداری ایستایی لایه مرزی تا تراز اشباع باشد که بررسی انجام شده نشان‌دهنده آن است که تفاوت چندانی از نظر ساختار دینامیکی و پایداری ایستایی لایه مرزی در این دو محدوده وجود

است. به‌ویژه در ماه ژوئیه (زمستان جنوبی)، تشکیل ITCZ در نیمکره شمالی محتمل‌تر به نظر می‌رسد، اما با توجه به وجود دو کمیت معنادار بارش و همگرایی بیشینه در دو سوی خط استوا، برای توجیه این بیشینه‌ها تشکیل منطقه همگرایی هرچند ضعیف‌تر نسبت به نیمکره شمالی در نیمکره جنوبی نیز دور از انتظار نیست. توزیع نصف‌النهاری مناطق همگرایی و بیشینه بارش همرفتی در برخی از ماه‌ها و فصول سال و همچنین ارتباط جابجایی ITCZ با پدیده درون فصلی موسمی از جمله دلایل احتمال تشکیل ITCZ دوتایی در ماه ژوئیه است.

در بررسی نمایه‌های قائم دمای پتانسیلی هم‌ارز، هم‌ارز اشباع و سرعت قائم، وارد کردن عامل رطوبت (MSE) منجر به شناسایی مناطقی موسوم به زبانه سرد بر روی سطح اقیانوس و تفکیک آن از محدوده تشکیل همرفت می‌شود. در محدوده زبانه سرد اقیانوسی، با وجود اعمال نیروی واداشت بر روی بسته هوای مرطوب در راستای قائم، امکان اشباع وجود ندارد. به‌علاوه، با وجود اختلاف دمایی اندک (در حدود ۱ کلوین) بین محدوده پایدار و ناپایدار بر روی نقشه‌های سطحی، نمایه سرعت قائم فشاری نیز در بالاتر از LCL دارای دو رفتار متفاوت است. ضمن اینکه تنها تفاوت موجود میان این دو محدوده در میزان SST و شاخص MSE بسته هوا است. از این موضوع می‌توان این‌طور نتیجه‌گیری کرد که SST و شاخص MSE در تشکیل همرفت عمیق و ITCZ اقیانوس هند نقش زیادی دارند، نتیجه‌ای که بین و آلبریشت (۲۰۰۰) هم در مطالعه خود به آن اذعان داشتند. در این راستا هلد و هو (۱۹۸۰) نیز برای بهبودبخشی به خروجی مدل آرمانی و مقارن خود عامل رطوبت را به مدل اضافه نموده و با دقت بالاتری فاصله نصف‌النهاری بین شاخه صعودی و شاخه نشست یاخته هادلی را تعیین نمودند. استدلال آنها این بود که با وارد کردن رطوبت به مدل، منطقه ناپایداری ITCZ باریک‌تر و متمرکزتر شده

یافته و بیشینه آن در شرق اقیانوس و در دو سوی استوا متمرکز می‌شود. همچنین گرادیان SST در اقیانوس هند جنوبی به مراتب قوی‌تری از نیمه شمالی این اقیانوس است. از نظر دینامیکی، پیامد گرادیان قوی دمایی، گرادیان فشار و در نتیجه میدان قوی باد افقی است. بخشی از بادهای بسامان (شرقی) در اثر اعمال نیروی کوریولیس بر میدان‌های باد شمالی و جنوبی در دوسوی استوا بر روی اقیانوس هند شکل می‌گیرند و به دنبال آن، همگرایی بردارهای باد شمال‌شرقی و جنوب‌شرقی در ماه فوریه موجب تقویت سرعت قائم و اعمال نیروی واداشتی بالاسو و صعود دینامیکی بسته هوای مرطوب در سطح اقیانوس هند می‌شود.

با تعیین دو محدوده پایدار و ناپایدار بر روی نقشه‌های سطحی (شامل کمیت‌های بارش همرفتی، میدان باد افقی و SST) با اختلاف دمایی ۱ کلوین، تأثیر متقابل کمیت‌های مربوط به لایه مرزی و ستون جو آزاد در تشکیل پدیده همرفت مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که شکل‌گیری توده هوای گرم و همگن بر روی سطح اقیانوس با SST در حدود ۳۰۰ کلوین و بیشتر، وجود بسته هوای مرطوب با شاخص MSE مطلوب و وجود گرادیان‌های قوی SST پیرامون توده هوای گرم برای تقویت میدان باد افقی و همگرایی میدان باد افقی از جمله شرایط لازم برای تشکیل یاخته همرفتی در محدوده‌های انتخاب شده بر روی نقشه‌های سطحی است. اگرچه بررسی محدوده‌های پایدار و ناپایدار نشان داد که بالا بودن دمای پتانسیلی هم‌ارز و شاخص MSE بسته هوای مرطوب شرط لازم برای شکل‌گیری یاخته‌های همرفتی است، اما این شرط کافی نبوده چراکه برای تشکیل پدیده همرفت باید شرط $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0$ نیز در لایه مرزی و ستون جو محقق گردد.

از دیگر نتایج حائز اهمیت، احتمال تشکیل ITCZ دوتایی در برخی از فصول سال بر روی اقیانوس هند

- Riehl, H., & Malkus, J. (1958). On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, 6, 503-538.
- Waliser, D. E., & Gautier, C. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162-2174.
- Zhang, H., Seager, R. & Xie, S. P. (2022). How does sea surface temperature drive the intertropical convergence zone in the Southern Indian Ocean? *Journal of Climate*, 35, 5415-5432.
- Yin, B., & Albrecht, B. (2000). Spatial variability of atmospheric boundary layer structure over the eastern equatorial pacific. *Journal of Climate*, 13, 1574-1592.
- و در نتیجه با دقت بیشتری می توان موقعیت تشکیل ITCZ را مشخص کرد.
- منابع**
- احمدی گیوی، ف.، محمدنژاد، ع. و ایران نژاد، پ. (۱۳۸۸). اثر بازه های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴، ۱۳۰-۱۱۵.
- Adam, O. (2022). Dynamic and energetic constraints on the modality and position of the Intertropical Convergence Zone in an Aqua planet. *Journal of Climate*, 34, 527-543.
- Adam, O. Bischoff, T. & Schneider, T. (2016). Seasonal and interannual variations of the energy flux equator and ITCZ. Part II: Zonally varying shifts of the ITCZ. *Journal of Climate*, 29, 7281-7293.
- Held, M. & Hou, Y. (1980). Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 515-533.
- Hersbach, H., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999-2049.
- Holton, J. R., Wallace, J. M. & Young, J. A. (1971). On boundary layer dynamics and the ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 275-280.
- James, I. N. (1994). *Introduction to Circulating Atmospheres*. Cambridge University Press, 422 pp.
- Keshtgar, B., Alizadeh-Choobari, O., & Irannejad, P. (2020). Seasonal and interannual variations of the intertropical convergence zone over the Indian Ocean based on an energetic perspective. *Climate Dynamics*, 54, 3627-3639.
- Laing, A. & Evans, J. L. (2011). Introduction to Tropical Meteorology. *Journal of the Educational material from the COMET Program*.
- Nicholson, S. E. (2018). The ITCZ and the seasonal cycle over equatorial Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(2), 337-348.
- Ooyama, K. V. (1969). Numerical Simulation of the Life Cycle of Tropical Cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1), 3-40.

Climatological study of the ITCZ location in the Indian ocean region for the period 1983-2023

Abbas Entezari¹, Farhang Ahmadi-Givi,^{2*} and Mohammad Mirzaei³

¹ M.Sc., Institute of geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² Professor, Institute of geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Institute of geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 23 November 2025, Accepted: 06 June 2026)

Summary

The Intertropical Convergence Zone (ITCZ), the ascending branch of the Hadley meridional circulation, plays a crucial role in the tropical and extratropical climate through the transfer of energy, momentum, and mass. The key factors contributing to the formation of the ITCZ include the convergence of trade winds, high sea surface temperatures (SSTs), and sufficient surface moisture. Although extensively studied, the ITCZ over the Indian Ocean has received comparatively less attention than extreme monsoonal rainfall events. Shifts in the location or intensity of the ITCZ can modulate the descending branch of the Hadley cell, driving meridional displacements of subtropical high-pressure systems. Accordingly, examining spatial fluctuations of the ITCZ and their impacts on the climate of countries bordering the Indian Ocean, Southwest Asia, and the southern Iranian Plateau is of considerable importance. This study employs the ERA5 reanalysis data at 0.25° spatial resolution in both latitude and longitude for the period 1983–2023. Analyses are conducted for two extreme months—February and July—as well as the seasons of summer (December, January, February) and winter (June, July, August) in the Southern Hemisphere. Meteorological parameters used in this study include convective precipitation, SST, horizontal wind vectors, temperature, dew point temperature, potential temperature, equivalent potential temperature, saturated equivalent potential temperature, and vertical velocity at different pressure levels. Using these variables, the position of the ITCZ in the Indian Ocean region was identified, then thermodynamic factors in the boundary layer and free atmosphere contributing to its formation were analyzed. Additionally, based on convective precipitation data, the latitudinal position of ITCZ occurrences was calculated, and its spatial distribution across the extreme months and seasons was determined.

Results indicate that the highest probability of ITCZ occurrence—in terms of both intensity and spatial extent—is seen between 10°S and 12°S during the austral summer. Factors such as elevated moist static energy (equivalent potential temperature), the development of warm air masses accompanied by SSTs around 300 Kelvin or higher, and strong SST gradients—acting as enhancers of horizontal wind vectors—play significant roles in initiating deep convective processes. Moreover, the intensification of vertical velocity resulting from the convergence of horizontal wind vectors can act as a forcing mechanism on moist air parcels with sufficient moist static energy, leading to the formation of the ITCZ over the Indian Ocean. In addition to identifying ITCZ during the austral summer in the southern Indian Ocean, the study also highlights the occurrence of a double ITCZ during the austral autumn and winter, attributed to the symmetrical meridional distribution of convective precipitation in the western Indian Ocean region. Another notable finding is the formation of a stable cold oceanic tongue south of the convergence zone, characterized by an SST difference of about 1 Kelvin. Vertical profiling of variables such as equivalent potential temperature, saturated equivalent potential temperature, relative humidity, and vertical velocity clearly illustrates the contrast between the area influenced by the cold oceanic tongue and the surface convergence zone in terms of static stability.

Keywords: Indian ocean, Intertropical Convergence Zone, cold oceanic tongue, sea surface temperature, convective precipitation