

بررسی ارتباط دمای سطح آب شمال اقیانوس هند با بارش های فصلی ایران

امان اله فتح نیا*

استادیار گروه جغرافیا (اقلیم شناسی)، دانشگاه رازی؛ کرمانشاه، ایران

محمد احمدی

دکترای اقلیم شناسی، اداره کل هواشناسی استان کرمانشاه، ایران

روشنک یاری

کارشناس ارشد اقلیم شناسی کاربردی، دانشگاه رازی؛ کرمانشاه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۲/۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۴

چکیده

در این پژوهش رابطه دمای شمال اقیانوس هند و بارش ۵۰ ایستگاه سینوپتیک طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۴ مطالعه شد. با استفاده از سری زمانی داده‌ها، به روش پیرسون ارتباط بارش با نوسان و تغییرات واداشت دمایی بررسی شد. ابتدا داده‌های ماهانه دمای شمال اقیانوس هند از مرکز هواشناسی جهانی NOAA تهیه گردید. سپس با طبقه‌بندی شاخص NINDSST دو بازه ۵ ساله مقادیر بالا و پایین دما، نقشه‌های هم‌مدید تراز سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال ترسیم شد. یافته‌ها نشان داد؛ هرچه دمای شمال اقیانوس هند بالاتر رود، به ترتیب بارش فصل پاییز با همبستگی ۰/۱۷ و سطح معنی‌داری ۰/۰۳ و فصل تابستان با همبستگی ۰/۱۲ و سطح معنی‌داری ۰/۰۵ در بیشتر نقاط کشور افزایش می‌یابد، اما بارش فصل زمستان و بهار تغییر معناداری نمی‌کنند. سازوکار حاصل از واکای هم‌مدید نشان‌دهنده تقویت بیشتر ناوه مدیترانه و کم‌فشار دریای سرخ (در فصل پاییز) هم‌زمان با افزایش دمای شمال اقیانوس هند و افزایش بارش این سامانه‌ها است، اما در دماهای پایین، عمدتاً در فصل پاییز شرایط هم‌مدید منطقه، وارونه می‌شود و بارش کاهش می‌یابد.

واژگان کلیدی: دمای سطح آب اقیانوس هند، پیوند از دور، بارش ایران.

مقدمه

بارش یکی از مهم‌ترین منابع آبی موجود از اصلی‌ترین عناصر اقلیمی محسوب می‌شود که وقوع آن‌ها نتیجه فرآیندهای بسیار پیچیده‌ای است که در جو روی می‌دهند. یکی از عوامل تأثیرگذار مهم در رخداد بارش، نوسانات دمای سطح پهنه‌های آبی است که با توجه به کارکرد سازوکاری موسوم به واداشت‌های پیوند از دور، در تغییرپذیری بارش یک ناحیه نقش قابل ملاحظه دارد. همچنین پیوند از دور راهی برای خلاصه کردن الگوهای جوی،

توصیف فرایندهای انتقال گرما، انرژی، رطوبت، تکانه زمین، درک بهتر و ارزیابی چگونگی تغییر آب‌وهوا و اکوسیستم‌های منطقه‌ای است (چوینگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۳۶). نتایج برخی از پژوهش‌ها نشان داده که تغییرات دما در سطح گسترده‌های آبی می‌تواند تأثیر معنی‌داری بر نوسانات بارندگی در سطح خشکی‌های زمین داشته باشد. بررسی تأثیر دمای سطح آب دریای مدیترانه بر بارش نیمه غربی ایران نشان‌دهنده آن است که در دوره‌هایی از فصل زمستان که دمای سطح آب سردتر از معمول باشد بارش زمستانه افزایش می‌یابد، ولی دمای گرم‌تر از معمول در فصل پاییز، در بیشتر حالات همبستگی معنی‌دار مثبتی دارد و در زمستان نوسان Med SST^۲ و بارش در برخی موارد همبستگی منفی بوده است (جهانبخش اصل و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۶۷). نتایج مطالعه ارتباط بارش پاییزه و زمستانه نیمه غربی ایران با دمای سطح آب مدیترانه بیانگر آن است؛ اگر در فصل پاییز دمای سطح آب دریای مدیترانه سردتر از معمول باشد بارش زمستانه افزایش می‌یابد. همچنین دمای گرم‌تر از معمول در فصل تابستان باعث افزایش بارش پاییزه می‌شود (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۸۹: ۶۳). نتایج بررسی اثر نوسان دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار نواحی شمال و جنوب غرب ایران نشان می‌دهد که وقوع شرایط گرم دمای دریای خزر عملاً موجب ۲۰ درصد کاهش در بارش فصل زمستان در سواحل دریای خزر و نواحی شمال استان فارس و خوزستان شده است (ناظم‌السعادات و قاسمی، ۱۳۸۳: ۲). بررسی اثر انسو بر توزیع بارش فصلی ایران نشان می‌دهد که در هیچ‌یک از فازهای فعالیت انسو، توزیع بارش فصلی از الگو و روند خاصی تبعیت نمی‌کند و مقایسه ناهنجاری‌های بارش فصلی کل کشور و شاخص نینوی اقیانوسی نیز حاکی از آن بود که در مهر و موم‌های النینو (لانینا)؛ هم ناهنجاری بارش فصلی مثبت و هم منفی وجود داشته است (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۷: ۹۵). نتایج مدل ARPEG^۳ و محاسبه بردار شار رطوبت ویژه همگرایی و واگرایی در ترازهای پایین جو در ارتباط با تأثیر دمای سطح آب اقیانوس هند و دریای عرب بر بارش نیمه جنوب ایران نشان داد که همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری بارش و دمای سطح آب نواحی غرب اقیانوس هند در ماه‌های اکتبر، نوامبر و ژانویه و برای نواحی شرقی آن در ماه‌های اکتبر و نوامبر وجود دارد (رنجبر و ایزدی، ۱۳۹۲: ۱۳۶). هم‌زمان با فاز فعال نوسان‌های ماندن جولیان، کارکردهای همرفتی در سراسر پهنه‌های گرمسیری شرق اقیانوس هند و غرب اقیانوس آرام افزایش می‌یابد. ارتباط میان نمایه MJO و بهابازارهای نوامبر تا آوریل در استان‌های سیستان بلوچستان و فارس نشان می‌دهد که اندازه بارش هم‌زمان با فاز منفی به گونه معنی‌داری نسبت به فاز مثبت بیشتر است (قائد امینی اسدآبادی و ناظم‌السعادات، ۱۳۹۱: ۱۳۷۲). ارزیابی تأثیر پدیده MJO بر وقوع دوران‌های خشک و تر استان خوزستان در ماه‌های نوامبر تا آوریل با استفاده از دو شاخص معروف مالونی و کیل و ویلر و هندون نشان می‌دهد که مقدار بارش فصلی در فاز منفی MJO به‌طور معنی‌داری حدود ۱/۵ تا ۳ برابر بیشتر از فاز مثبت است، اما فراوانی دوره خشک در فاز مثبت بیشتر است (قائد امینی اسدآبادی و گلکار، ۱۳۹۰: ۲۴۱). بررسی نقش دمای سطح آب مدیترانه در بارش ناگهانی ساحل شرقی اسپانیا نشان‌دهنده ارتباط آن با یک مکانیزم توسعه توده هوای ناپایدار به‌طور بالقوه روی دریای مدیترانه است که فاکتورهای زیادی در آن دخیل می‌باشند (میلانا^۳ و همکاران، ۱۹۹۵: ۱). بررسی رابطه بین دمای سطح آب اقیانوس اطلس و آرام حراری با بهابازارهای شمال برزیل نشان می‌دهد که در تمام فصل بارش (فوریه-می) همبستگی مثبت و معنی‌دار است، اما در ماه ژانویه بارش منطقه با دمای سطح آب اقیانوس اطلس همبستگی ندارد و با دمای سطح آب آرام حراری بسیار ضعیف است (یوو^۴ و همکاران، ۱۹۹۸: ۵۵۱). پیشروی و اچرخند قوی فیلیپین در ماه‌های مه و ژوئن به‌طرف غرب باعث جلوگیری از گسترش جریان‌های غربی هند به دریای چین جنوبی تأخیر در شروع فصل موسمی تابستانی می‌شود، اما زمانی که اقیانوس هند حراری سرد شود شرایط

1. Schwing
2. Mediterranean Sea Surface Temperature
3. Millana
4. Uvo

برعکس شده و باعث عقب‌نشینی و چرخند فیلیپین و در نتیجه موجب شروع زود هنگام بهابازارهای موسمی تابستان می‌شود (یوان^۱ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۵۷۹). مطالعات ژانگ^۲ و همکاران (۲۰۱۶) نشان می‌دهد که سردشدگی آرام شرقی اثر مهمی در افزایش بارش بهار و پاییز حوضه رودخانه هوایی در چین دارد. روند بارش در این ماهها با گرم شدگی آرام شرقی و مرکزی کاهش یافته است. هرچند این دو باعث افزایش بارش تابستانه در بالا و وسط حوضه و سردشدگی آرام شرقی باعث افزایش مقدار بارش بهاری می‌شوند و انسو استاندارد باعث روند افزایشی بارش بهار، پاییز و بخصوص زمستان می‌شود. مطالعات اثر نوسان مان-جولین بر بارش مناطق حراری افریقا در بعد محلی و فصلی نشان می‌دهد و در ابعاد بزرگ‌تر می‌تواند با دوقطبی اقیانوس هند و التینو مؤثر باشد (زایتچک^۳، ۲۰۱۶: ۱). مطالعات نشان می‌دهد که تغییرات مقدار بارش و شدت توفان‌ها در جنوب غربی اقیانوس آرام شمالی ممکن است با افزایش تمرکز ذرات با قطر ۲/۵ میکرومتر در شرق چین و دمای سطح دریا در منطقه حراری مرتبط باشد (یه^۴ و همکاران، ۲۰۱۷: ۳۰). مطالعات چن و ژا^۵ (۲۰۱۷) نشان می‌دهد که فرسایش بارش میانگین در رخدادهای تینو قوی‌تر و طی رخداد لاینو ضعیف‌تر است. نتایج نشان داد که از بین ۶۰ ایستگاه هواشناسی بارش فرسایشی حدود ۴۵ ایستگاه با آنومالی دمای سطح دریا همبستگی معناداری در سطح ۰/۰۵ دارند. داده بازسازی شده بارش یک تغییرپذیری بالا بهابازارهای حدی در فازهای گرم و سرد نوسان چند دهه‌ای آتلانتیک در جنوب فلوریدا در امتداد تغییر تکرار رخداد پدیده‌های حدی در یک آستانه نشان داد (تیگوارو و نایاک^۶، ۲۰۱۷: ۶۱۶). در کل زمانی که شاخص سه‌قطبی نوسان آرام دهه‌ای در مقیاس سینوپتیکی وارد مدل پیش‌بینی شود منجر به کاهش قابل توجه میانگین بارش شبیه‌سازی شده در کمربند گندم استرالیا می‌شود (نگوین-هوی^۷ و همکاران، ۲۰۱۷: ۱۵۳). مطالعات مورگولت^۸ و همکاران (۲۰۱۷) نشان می‌دهد که انسو و نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) با بارش طی فصل سرد در جنوب تگزاس ارتباط دارد. بعلاوه جریان سطحی جنوب تگزاس همواره زیر نرمال است هنگامی که بارش طی گرمای نوسان چند دهه‌ای آتلانتیک، کمی افزایش می‌یابد. در دامنه‌های متفاوت آنومالی‌های دمای سطح دریا در آتلانتیک و اقیانوس آرام باهم تأثیرات قوی‌تری روی آب‌وهوای جنوب تگزاس دارند. مطالعات فانگ^۹ و همکاران (۲۰۱۷) نشان می‌دهد طی دوره سرد بی‌نظمی مونسون تابستانه اقیانوس آرام شمالی و آنومالی دمای سطح دریای ماه مارس سه‌قطبی آتلانتیک شمالی مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر نرخ توزیع بهابازارهای سنگین در شمال شرق چین هستند. در حالی که مونسون تابستانه آرام غربی، جت غربی جنب‌حراری آسیای شرقی و دمای سطح دریای ماه مارس دوقطبی آتلانتیک شمالی علت توزیع بهابازارهای سنگین در فصل گرم هستند وادلس^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۸) الگوهای کم تکرار بارش آمریکای جنوبی را در ارتباط با دمای سطح دریا با تمرکز بر شاخص‌های نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام و نوسان چند دهه‌ای آتلانتیک بررسی کردند. نتایج نشان داد ارتباط بین بارش کم تکرار در کشورهای شمال با نوسان چند دهه‌ای آتلانتیک و بارش کم تکرار کشورهای جنوب و شمال با نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام هم‌زمان قوی است. همچنین مطالعات نشان می‌دهد دوقطبی اقیانوس هند نقش مثبت غالب در بارش قال شرقی هندوستان در همه ماه‌های مونسون تابستانی دارد. در حالی که نقش مناطق نینو نامنظم است. همبستگی بارش این منطقه با مناطق نینو طی فاز شروع و رو به پایان منفی است. طی ماه‌های اوج مونسون

1. Yuan
2. Zhang
3. Zaitchik
4. Yeh
5. Chen and Zha
6. Teegavarapu and Nayak
7. Nguyen-Huy
8. Murgulet
9. Fang
10. Valdés-Pineda

در تیر و مرداد تقسیمات اوقات شرقی اغلب همبستگی مثبتی با دمای سطح دریای نینو دارد (روداکر^۱ و همکاران، ۲۰۱۸: ۸۸). در مجموع می‌توان گفت الگوی دمای سطح آب اقیانوس ها بر بارش بسیاری از مناطق جهان تأثیرگذار هستند این پهنه‌های آبی به علت داشتن ظرفیت گرمایی بالا منبع اصلی انرژی و رطوبت برای جو می‌باشند و تغییرات دمای سطح آن‌ها اثرات مهمی روی نوسانات و تغییرات اقلیم خشکی‌ها دارد (بری و برتوسا، ۲۰۰۴: ۴۱۷). لذا هدف از مطالعه حاضر نیز بررسی نقش دمای شمال اقیانوس هند بر بارش کشور ایران است.

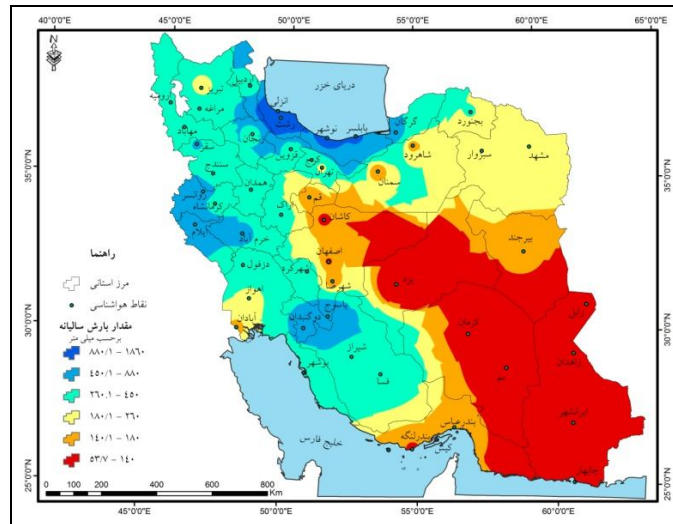
داده‌ها و روش‌ها

متوسط بارش سالانه کشور ایران ۲۶۰ میلی‌متر و ضریب تغییرات آن از ۱۸٪ در شمال تا ۷۵٪ در جنوب شرقی متغیر است (دین پاشو^۳ و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۱۲). اقیانوس هند با وسعتی معادل ۷۰ میلیون کیلومتر مربع سومین اقیانوس بزرگ جهان است که ۲۰٪ از سطح کره زمین را پوشانده است و گرم‌ترین حوضه اقیانوس جهان به شمار می‌آید از جمله مهم‌ترین تأثیرات این اقیانوس، ایجاد باران فصلی در آسیای جنوب شرقی، ایجاد باد باران آور موسمی در سرتاسر جنوب شبه‌قاره هند و همچنین جریان‌های آب گرم استوایی می‌باشد و در فرایند جابه‌جایی ماده و انرژی در کره زمین از جمله منطقه خاورمیانه نقش مهمی دارد (ناظم‌السادات و همکاران، ۱۳۹۲: ۲۸).

در این پژوهش برای بررسی ارتباط (میزان همبستگی) بین دمای سطح آب شمال اقیانوس هند با بهابازارهای فصلی در ایران، از داده‌های ماهانه ۵۰ ایستگاه همدید (شکل ۱) با دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۱۴ استفاده شد. داده‌های بارش از سازمان هواشناسی کشور و داده‌های دمای سطح آب شمال اقیانوس هند از پایگاه داده‌های سازمان اقیانوس-جوی ایالت متحده آمریکا (NOAA) و داده‌های شاخص IOD از سازمان هواشناسی استرالیا (BOM) دریافت شد. با توجه به فرمت NC داده‌ها؛ با نوشتن برنامه در محیط GIS به نقشه تبدیل شدند.

داده‌های این سایت شامل داده‌های شبکه‌ای (۲/۵×۲/۵ درجه) دمای کل سطح کره زمین است که سری زمانی داده‌های دمای سطح آب شمال اقیانوس هند در محدوده ۵ تا ۲۰ درجه شمالی و ۴۰ تا ۸۰ درجه شرقی استخراج گردید. پس از استخراج دمای سطح آب شمال اقیانوس هند، از داده‌های ۹۶ شبکه میانگین‌گیری و سری زمانی فصلی و سالانه مورد استفاده قرار گرفت. سپس سری زمانی داده‌های بارش ایستگاه‌ها طبق آن مرتب‌سازی شد. در شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌ها به همراه میانگین بارش نشان داده شده است.

1. Revadekar
2. Berri & Bertossa
3. Dinpashoh



مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه و مقدار بارش سالانه ایستگاه‌های هواشناسی

ابتدا با استخراج داده‌های مورد نیاز برای شاخص پیوند از دور NINDSST^۱ و طبقه‌بندی داده‌های بارش ماهانه میلادی ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک انتخابی، اقدام به کشف روابط پیوند از دور در مقیاس هم‌زمان شده است. در نهایت با توجه به این شاخص و داده‌های بارش علاوه بر بررسی چگونگی اثرگذاری واداشت اقیانوس هند و منطقه‌ای بر بارش ایران، از روش همبستگی پیرسون در این پژوهش استفاده گردید. همبستگی‌ها به‌صورت بارش میانگین ماهانه، فصلی و سالانه کشور با میانگین ماهانه و سالانه شاخص NINDSST محاسبه شده است. به‌منظور ترسیم دوباره نقشه‌های هوای مورد نیاز با نرم‌افزار GIS و باهدف ریزمقیاس نمایی ابتدا داده‌های NC به داده‌های نقطه‌ای تبدیل و از طریق روش درون‌یابی IDW به داده‌های سطحی با اندازه پیکسل ۰/۵ درجه تبدیل گردید

در ادامه پژوهش به‌منظور بررسی هم‌دید الگوهای فشار منطقه خاورمیانه ابتدا شاخص ININDSS در مقیاس فصلی و سالانه از مقادیر کوچک به بزرگ مرتب و ۵ سال مقادیر بالای دما و ۵ سال مقادیر پایین دما برای شاخص NINDSST استخراج شدند سپس الگوهای هم‌دید تراز ۵۰۰HP بی‌هنجاری ارتفاع ژئو پتانسیل، فشار سطح دریا و بی‌هنجاری فشار در محیط نرم‌افزار ArcGIS ترسیم‌شدند. مقادیر همبستگی پیرسون "هم‌فاز زمانی" نیز با استفاده از محیط نرم‌افزار PASW استخراج گردید همچنین برای شاخص (NINDSST) همین فرایند استفاده شد. به‌منظور رسیدن به نتایج نهایی از روش تحلیل هم‌دید و شکل‌گیری یک نگرش مبتنی بر تفسیر الگوهای فشار، استفاده شد. به‌این ترتیب که ابتدا ماتریس دو شاخص پیوند از دور در مقیاس فصلی و سالانه و داده‌های بارش ماهانه ۵۰ ایستگاه هواشناسی در محیط نرم‌افزار SPSS تشکیل و سپس همبستگی پیرسون بین شاخص‌ها و بارش محاسبه شد. برای محاسبه میزان همبستگی بین دمای سطح آب شمال اقیانوس هند و بارش ایران، ضریب همبستگی به روش گشتاور حاصل ضرب پیرسون از رابطه ۱ محاسبه گردید

$$r_{\text{Pearson}} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{رابطه ۱}$$

۱. دمای سطح آب شمال اقیانوس هند

این ضریب معیار عددی برای بیان وجود رابطه بین دو متغیر X و Y است که در آن $(X_i$ و $Y_i)$ زوج‌های مرتب داده‌های بارش و شاخص‌های مورد نظر در مقیاس فصلی و سالانه می‌باشند. مقادیر I بین -1 تا $+1$ متغیر است به این معنی که اگر ارتباط بین دو کمیت کامل باشد؛ ضریب همبستگی آن دو کمیت یکی از این دو عدد خواهد بود. البته در $I = +1$ نقاط زوج‌های مرتب در امتداد یک خط راست با شیب مثبت و در $I = -1$ با شیب منفی توزیع می‌شوند و هر چه قدر مقدار I به صفر نزدیک‌تر شود، به همان میزان ارتباط خطی بین دو کمیت ضعیف‌تر می‌شود و در $I = 0$ هیچ‌گونه ارتباط خطی بین دو کمیت وجود ندارد (فرج زاده، ۱۳۸۶: ۴۹).

ناهنجاری دمای سطح آب شمال اقیانوس هند برحسب درجه سلسیوس (NINDSST Anomaly)، به این ترتیب معنی که میانگین فصلی دمای سطح آب چه مقدار نسبت به نرمال همان فصل تغییر کرده است. در این صورت ناهنجاری مثبت نمایانگر گرم بودن دمای سطح آب شمال اقیانوس هند و بی‌هنجاری منفی نمایانگر سرد بودن آن نسبت به نرمال است (رابطه ۲).

$$\text{NINDSSTA} = \text{NINDSST}_O - \text{NINDSST}_N \quad \left\{ \begin{array}{l} < 0 \quad \text{بی‌هنجاری منفی} \\ \geq 0 \quad \text{بی‌هنجاری مثبت} \end{array} \right. \quad (\text{رابطه ۲})$$

به عبارت دیگر ناهنجاری سطح آب شمال اقیانوس هند (NINDSSTA)، اختلاف بین دمای سطح آب دیده‌بانی شده (NINDSST_O) و دمای سطح آب نرمال است (NINDSST_N). این ناهنجاری معمولاً با افزایش همرفت SSTA مثبت و با کاهش همرفت SSTA منفی روی پهنه آبی همبستگی دارد.

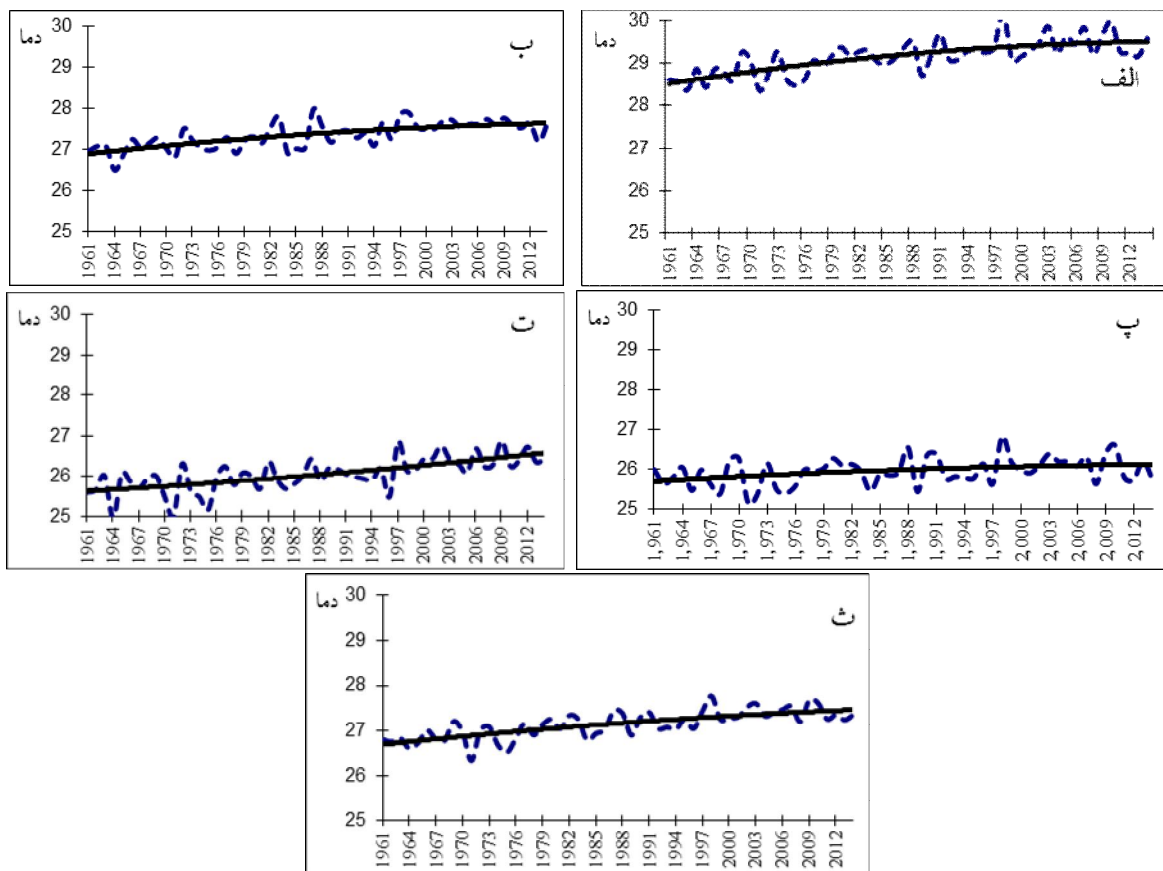
بحث

تحلیل آماری شاخص دمای سطح آب شمال اقیانوس هند

تحلیل سری زمانی شاخص NINDSST (دمای سطح آب شمال اقیانوس هند) در مقیاس فصلی و سالانه و در طول دوره آماری بلندمدت نشان داده است (شکل ۲).

در فصل بهار، نمودار (شکل ۲-الف) دارای روند افزایشی بوده و در طول آن، نوسانات کوتاه‌مدت و سالانه به صورت ملایم‌تر مشاهده می‌گردد. در این فصل طی ۵۰ سال دمای سطح آب شمال اقیانوس هند از $۲۸/۵$ به $۲۹/۵$ درجه سانتی‌گراد رسیده است. نکته جالب توجه در فصل بهار، گرم‌تر بودن دمای شمال اقیانوس هند نسبت به سایر فصول است که علت آن، افزایش تابش و گرم شدن سریع خشکی‌های اطراف اقیانوس هند و کمبود پوشش ابر و بارش روی پهنه آبی است که دمای آب را قدری نسبت به دیگر فصل‌ها افزایش داده است؛ چون سازوکار این بی‌هنجاری با گردش مونسون که رویداد دمای پیشینه پیش از آغاز بهابازارهای تابستانه است در ارتباط می‌باشد. در فصل تابستان (شکل ۲-ب) شاخص NINDSST دمای آب از ۲۷ به $۲۷/۵$ درجه سانتی‌گراد رسیده و نوسانات آن در اواسط دوره (۱۹۹۱-۱۹۸۲) نسبت به فصل بهار کمی شدیدتر گردیده، در حالی که در انتهای دوره (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) نوسانات آن بسیار ملایم‌تر شده است. در فصل پاییز (شکل ۲-پ) دمای سطح آب شمال اقیانوس هند با روند افزایشی از $۲۵/۷$ به $۲۶/۴$ درجه سانتی‌گراد رسیده است. همچنین نوسانات سالانه و کوتاه‌مدت دمای آب در این فصل نسبت به فصل بهار و تابستان به مراتب شدیدتر شده؛ طوری که در سال ۱۹۷۱ به ۲۵ درجه و در سال ۱۹۹۹ به ۲۷ درجه سانتی‌گراد رسیده است. نمودار فصل زمستان (شکل ۲-ت) نشان‌دهنده افزایش دمای آب از $۲۵/۵$ به $۲۶/۵$ درجه سانتی‌گراد رسیده و بیانگر روند ملایم افزایشی طی دوره آماری و همچنین نوسانات ملایم‌تر بوده

است. همچنین کاهش شاخص NINDSST در سال‌های ۱۹۶۳، ۱۹۷۱، ۱۹۷۵ و ۱۹۹۷ به مراتب چشمگیرتر از دیگر مهر و موم‌ها است. اما مهر و موم‌های ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۵ تقریباً بدون نوسان یا ایستا بوده است. در مقیاس سالانه (شکل ۲-ث)، دمای سطح آب شمال اقیانوس هند دارای روند صعودی است و از ۲۶/۵ به ۲۷/۵ درجه سانتی‌گراد رسیده که به نظر می‌رسد در بازه‌های زمانی کوتا مدت و سالانه، این شاخص نوساناتی افزایشی و کاهشی داشته است؛ به طوری که سال ۱۹۷۰ نوسان کاهش دما از ۲۶/۸ به ۲۶/۱ درجه سانتی‌گراد و سال ۱۹۹۸-همزمان با رویداد قوی ال‌نینو- دما به بیشترین حد خود (۲۷/۷ درجه سانتی‌گراد) در طول دوره ۵۰ ساله رسیده است.

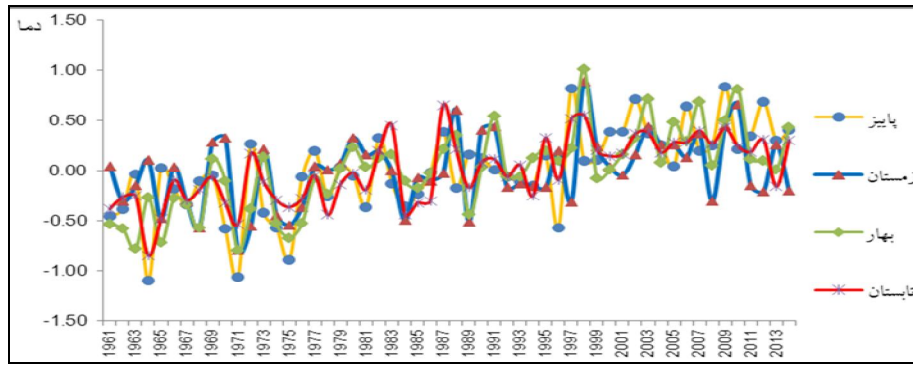


مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۲: روند یایی سری زمانی شاخص NINDSST؛ (الف) بهار، (ب) تابستان، (پ) پاییز، (ت) زمستان، (ث) سالانه

سری زمانی ناهنجاری دمای سطح آب شمال اقیانوس هند در مقیاس فصلی (شاخص NINDSST A) در شکل ۳ نشان می‌دهد در ابتدای دوره آماری دمای آب به ترتیب در فصل پاییز، تابستان و بهار دارای نوسانات منفی بوده، اما از سال ۱۹۷۰ فصل زمستان و از سال ۱۹۷۳ فصل تابستان روند افزایشی داشته است.

از سال ۱۹۹۵ به بعد فراوانی رویداد ناهنجاری مثبت و روند افزایش دمای سطح آب شمال اقیانوس هند در تمام فصل‌ها به ترتیب در فصل بهار، پاییز، زمستان، تابستان مشاهده می‌شود (شکل ۳).

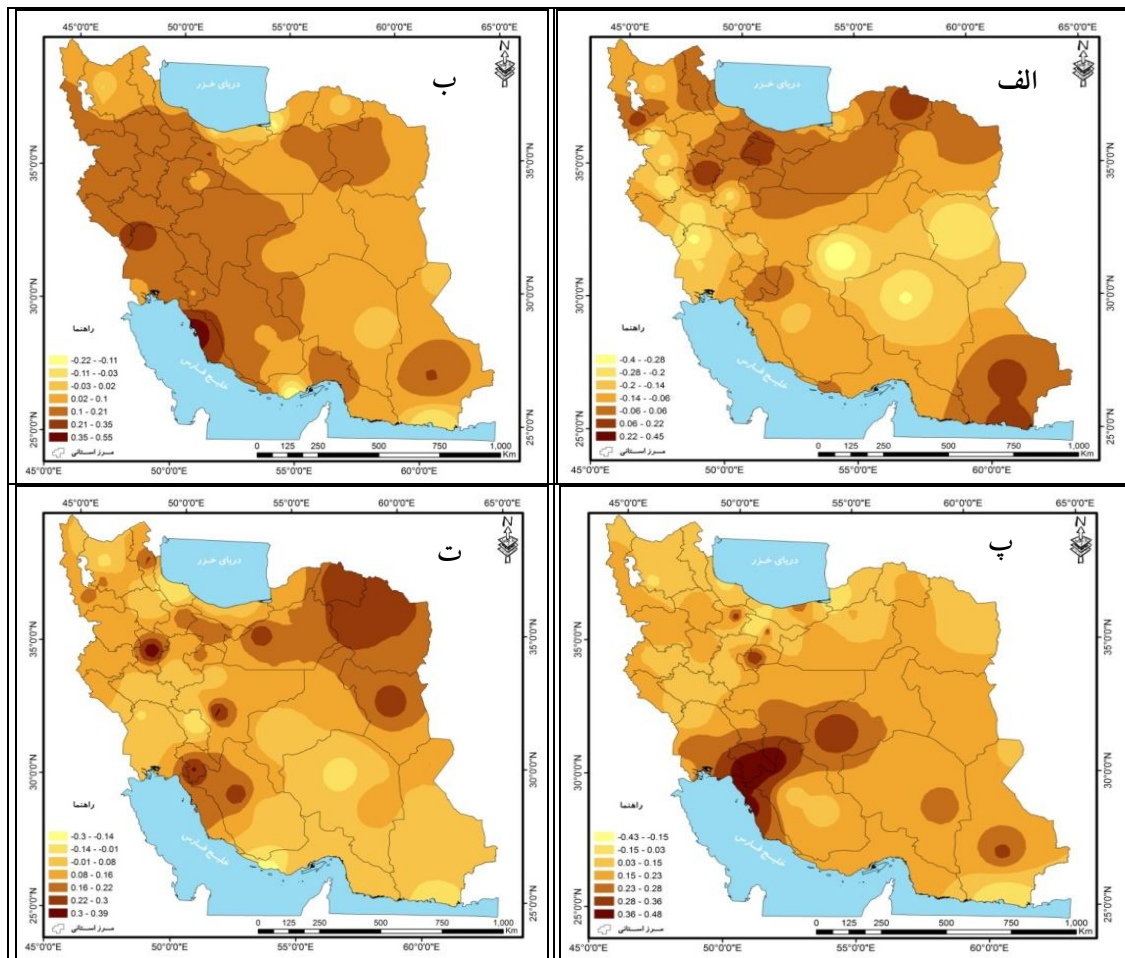


مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۳: نمودار سری زمانی ناهنجاری فصلی دمای سطح آب شمال اقیانوس هند

تحلیل همبستگی و سطح معنی‌داری فضایی شاخص NINDSST و بارش فصلی

شکل ۴ همبستگی بین شاخص دمای سطح آب شمال اقیانوس هند و بارش فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان را نشان می‌دهد

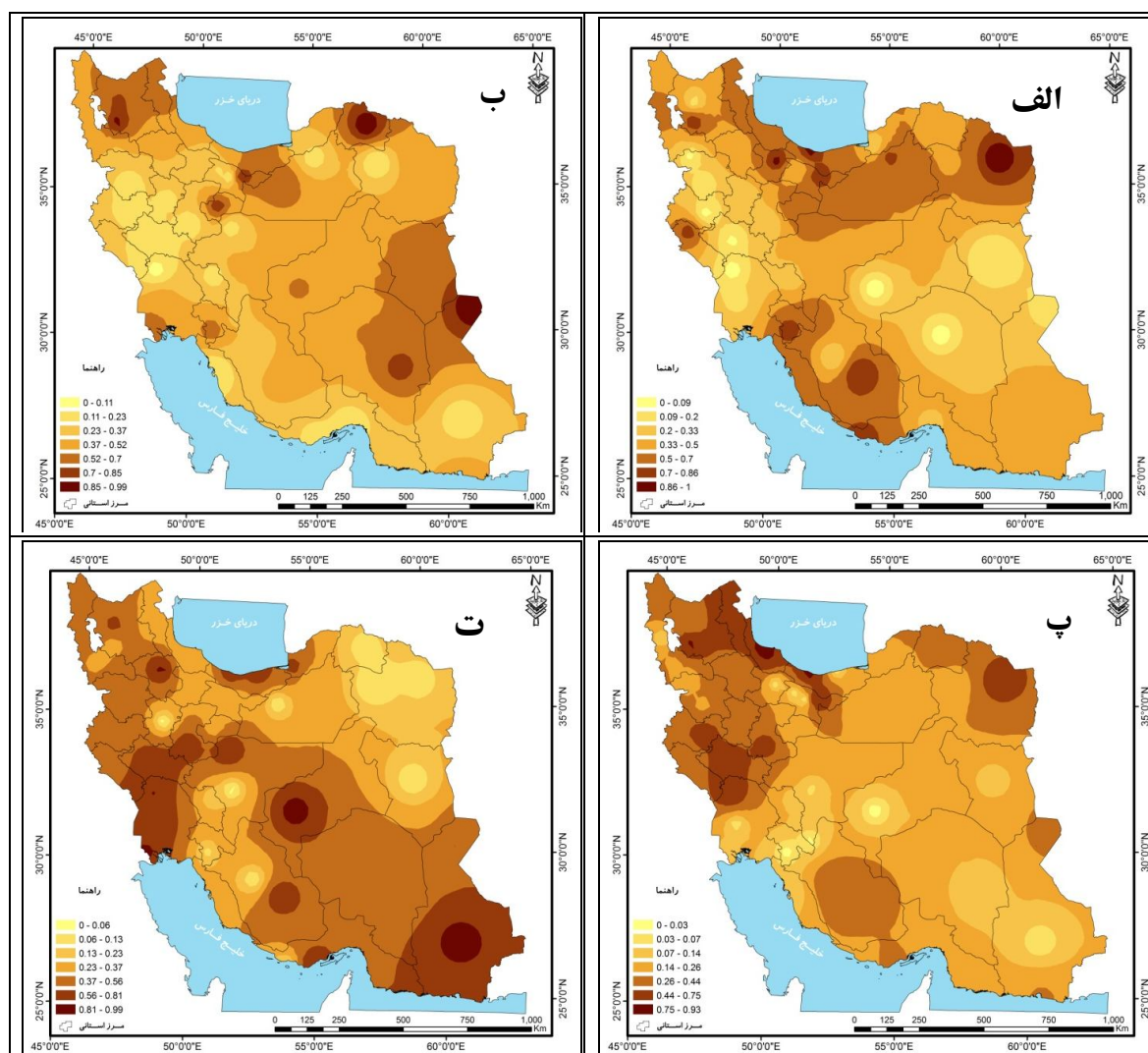


مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۴: همبستگی فضایی دمای شمال اقیانوس هند با بارش: الف) بهار، ب) تابستان، پ) پاییز، ت) زمستان

فصل بهار دامنه بالاترین همبستگی‌های مثبت بین ۰/۲۲ تا ۰/۴۵ در ایستگاه‌های جنوب شرق کشور و همچنین به‌صورت نواری از شمال غرب تا شمال شرق کشور امتداد یافته است (شکل ۴- الف). در آذربایجان غربی و یاسوج نیز همبستگی بالا مشاهده می‌گردد که نشان‌دهنده تأثیرپذیری مثبت از افزایش دمای شمال اقیانوس هند و ایجاد شرایط مناسب‌تر برای بارش است. نقاط پراکنده‌ای در شرق و غرب ایران دامنه همبستگی منفی (۰/۴- تا ۰/۲۸-) دارند بدین معنی که با افزایش شاخص NINDSST، بارش کم می‌شود. در مجموع، بیشتر نواحی شمالی کشور به‌صورت یکنواخت تأثیرپذیری مثبتی از افزایش شاخص NINDSST دارند در فصل تابستان (شکل ۴- ب). از شمال غرب تا جنوب غربی کشور بیشترین همبستگی مثبت (۰/۳۵ تا ۰/۵۵) شاخص NINDSST دارند که نشان‌دهنده ایجاد شرایط بهتر برای افزایش بارش در فصل تابستان است. به نظر می‌رسد فصل تابستان در رتبه اول تأثیرپذیری قرار دارد در فصل پاییز (شکل ۴- پ). بیشترین میزان تأثیرپذیری مثبت (همبستگی ۰/۳۶ تا ۰/۴۸) مربوط به ایستگاه‌های جنوب غربی، نواحی مرکزی ایران و تقاطعی پراکنده در سیستان و بلوچستان، بهم، قم، قزوین و تا حدودی مازندران می‌باشند؛ اما نواحی شمالی و تا حدودی غرب کشور از حداقل همبستگی (۰/۰۳) و برخی نقاط همبستگی منفی (۰/۴۳-) دارند در مجموع به نظر می‌رسد فصل پاییز در رتبه دوم تأثیرپذیری قرار دارد و اکثر نقاط کشور هم‌زمان با افزایش دمای شمال اقیانوس هند بارش بیشتری داشته‌اند فصل زمستان (شکل ۴- ت). مناطقی در شمال شرق، جنوب غرب و به‌صورت پراکنده شامل اصفهان، همدان، شیراز، کازرون، یاسوج، قزوین و تا حدودی تهران، اردبیل، ارومیه از مقادیر بالای افزایش دمای شمال اقیانوس هند و تأثیر مثبت آن برافزایش بارش برخوردار هستند؛ تنها نواحی غربی و تا حدودی ایستگاه‌های مرکزی و جنوب شرقی کشور حداقل تأثیرپذیری (۰/۰۱) داشته‌اند.

شکل ۵، میزان معنی‌داری همبستگی شاخص دمای شمال اقیانوس هند با بهابازارهای فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان مشاهده می‌شود.



مأخذ: یافته‌های پژوهش

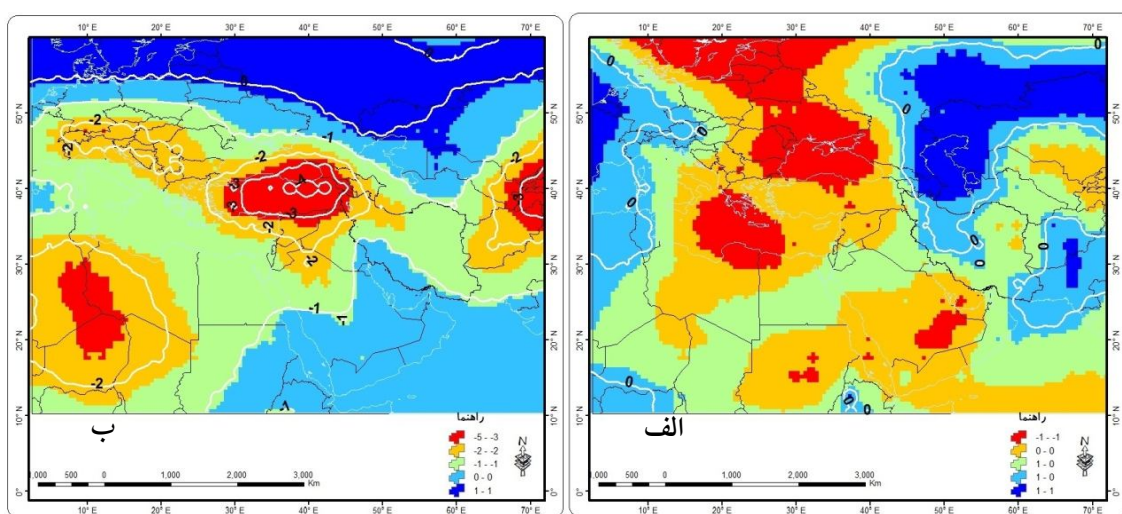
شکل ۵: میزان معنی‌داری همبستگی دمای شمال اقیانوس هند با بارش: الف) بهار، ب) تابستان، پ) پاییز، ت) زمستان

شکل ۵- الف در فصل بهار، با توجه به سطح‌مبنای ۰/۰۵ بیشترین میزان معنی‌داری همبستگی بین دمای سطح آب شمال اقیانوس هند با بارش فصل بهار مربوط به استان‌هایی در غرب ایران (کردستان، کرمانشاه، لرستان و تا حدودی خوزستان)، نواحی پراکنده‌ای در مرکز و شرق کشور (کرمان و تا حدودی یزد و بیرجند) است که دارای همبستگی معنی‌دار ($\alpha=0/02$) می‌باشد؛ بدین معنی که افزایش دمای سطح آب شمال اقیانوس هند می‌تواند بیشترین تأثیر معنی‌دار بر روی بارش این نواحی داشته باشد. در شکل مربوطه مشاهده می‌شود از شمال غرب تا شمال شرق کشور به‌صورت یکنواخت و همچنین ایستگاه‌هایی در جنوب و شمال استان فارس و ایستگاه یاسوج عدم همبستگی معنی‌دار ($\alpha=0/8$) دارد. در فصل تابستان (شکل ۵-ب)، ایستگاه‌هایی در شمال شرق (بجنورد)، شرق ایران (زابل، بهم، جیرفت)، شمال و شمال غرب (تبریز، مازندران، قم) و در مرکز و جنوب غربی کشور کمترین میزان معنی‌داری همبستگی ($\alpha=0/7$) و برخی مناطق، عدم همبستگی معنی‌دار دارند. هم‌زمان در غرب کشور، ایستگاه‌هایی در

شمال شرقی کشور شامل سبزووار و دامغان و نوار ساحلی جنوب کشور از بالاترین میزان همبستگی معنی دار برخوردارند و به نظر می‌رسد افزایش دمای شمال اقیانوس هند بیشترین تأثیر معنی دار را بر بارش این نواحی داشته است. نواحی شمال غربی، غرب و شرق کشور در فصل پاییز دارای شرایط عدم همبستگی معنی دار می‌باشند (شکل ۵-پ)، بدین معنی که میزان همبستگی آن‌ها $\alpha=0/75$ است. در حالی که جنوب شرق ایران (سیستان و بلوچستان)، جنوب غرب کشور (شامل یاسوج، اهواز و تا حدودی اصفهان) و ایستگاه یزد و اردکان در مرکز ایران بالاترین میزان همبستگی معنی دار ($\alpha=0/03$) دارند. در فصل زمستان (شکل ۵-ت) استان‌هایی در شرق، شمال شرقی و جنوب غربی کشور (از جمله ایستگاه بجنورد، مشهد، بیرجند، سمنان، همدان و تا حدودی اصفهان، یاسوج و شیراز) دارای بالاترین میزان همبستگی معنی دار نسبت به دیگر نقاط کشور است و به نظر می‌رسد با افزایش دمای شمال اقیانوس هند به‌طور معنی داری شرایط بارش افزایش یافته است. هم‌زمان شرایط عدم همبستگی، در شمال غرب به سمت غرب کشور و تا نواحی مرکزی و شرق کشور ادامه یافته و در استان‌های سیستان و بلوچستان، یزد، خوزستان و لرستان چشمگیرتر است.

تحلیل الگوی فصلی همدید مقادیر بالا و پایین فرین دما NINDSST

اشکال ۶ تا ۹ الگوی همدید ناهنجاری فشار سطح دریا در مقادیر بالا و پایین دمای اقیانوس هند شمالی در چهار فصل سال را نشان می‌دهد.

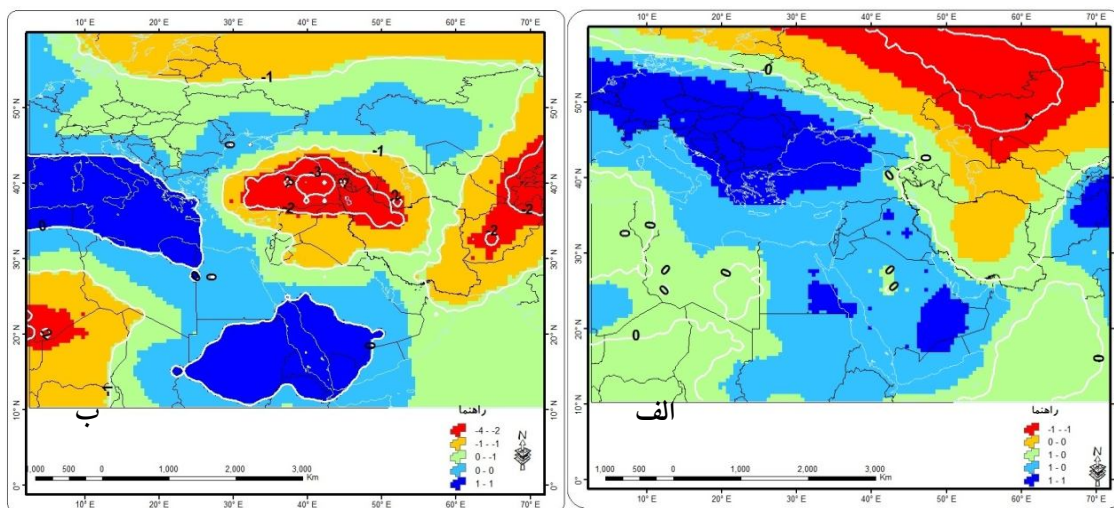


مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۶: الگوی همدید شاخص NINDSST در فصل بهار بی‌هنجاری فشار سطح دریا در: الف) مقادیر بالای فرین، ب) مقادیر پایین فرین

بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر بالای فرین شاخص NINDSST (شکل ۶-الف) نشان می‌دهد از پهنه سبیری به سمت عرض‌های پایین‌تر تا دریای خزر، بی‌هنجاری مثبت فشار به میزان ۱ هکتوپاسکال نسبت به نرمال ایجاد شده که شرایط را برای نشست هوا فراهم می‌آورد هم‌زمان از عرض‌های بالا و تا حدودی قطب شمال، به سمت دریای مدیترانه و دریای سیاه کاهش فشار به میزان ۱ هکتوپاسکال نسبت به نرمال

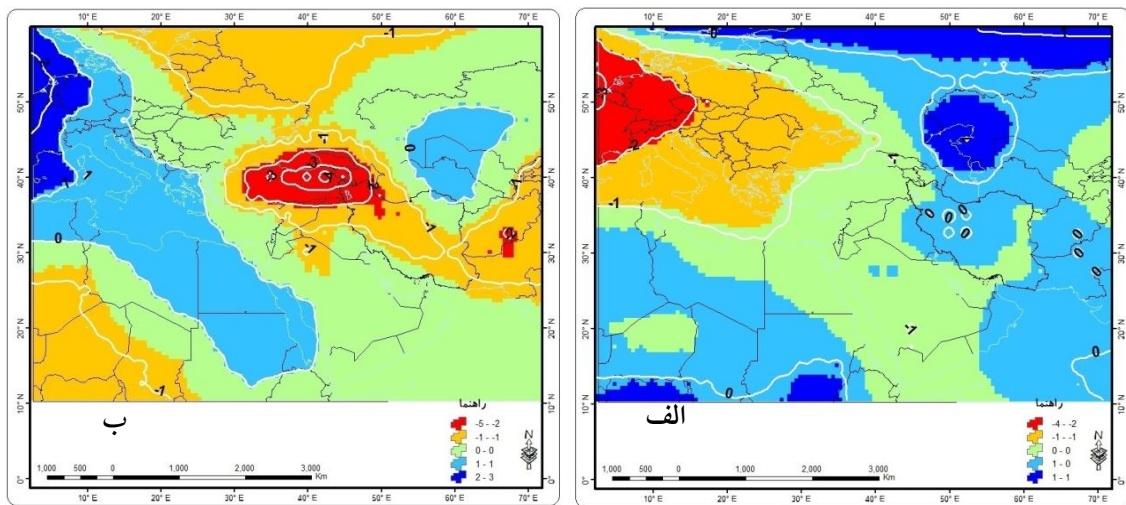
شکل گرفته و نقاطی از کشور عربستان و سوئدان را دربر گرفته که می‌تواند سبب تقویت صعود و فرازش هوا گردد. در فاز منفی شاخص دمای شمال اقیانوس هند الگوی همدید به این حالت است: با توجه به بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در فاز منفی یا سرد منطقه تقویت فرازش و صعود هوا بر روی دریای مدیترانه، دریای سرخ و کشورهای عربستان و ایران مشاهده شده، اما در فاز گرم، بی‌هنجاری مثبت ارتفاع به مقدار ۱۰ متر منطقه سبیری، آفریقا و تا حدودی اروپا را در بر گرفته و بر روی ایران، دریای مدیترانه و عربستان نشست هوا رخ می‌دهد. بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر پایین فرین شاخص NINDSST سه ناحیه کاهش فشار را در شکل ۵-ب نشان می‌دهد؛ یکی از سمت کشور ترکیه تا شمال غرب ایران به مقدار ۴- میلی بار فشار که شرایط مناسب برای بارش در این ناحیه فراهم می‌کند، به سمت دریای مدیترانه و نواحی شمال ایران و تا حدودی کشور عربستان تضعیف شده و بی‌هنجاری فشار آن به ۲- هکتوپاسکال می‌رسد. زبانه کم فشار دوم در شمال آفریقا قرار دارد و دارای آنومالی فشار ۲- میلی بار نسبت به مقدار نرمال است. زبانه سوم بی‌هنجاری منفی فشار در کشور افغانستان و تاجیکستان با آنومالی ۲- هکتوپاسکال دیده می‌شود.



مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۷: الگوی همدید شاخص NINDSST در فصل تابستان بی‌هنجاری فشار سطح دریا در: الف) مقادیر بالای فرین، ب) مقادیر پایین فرین

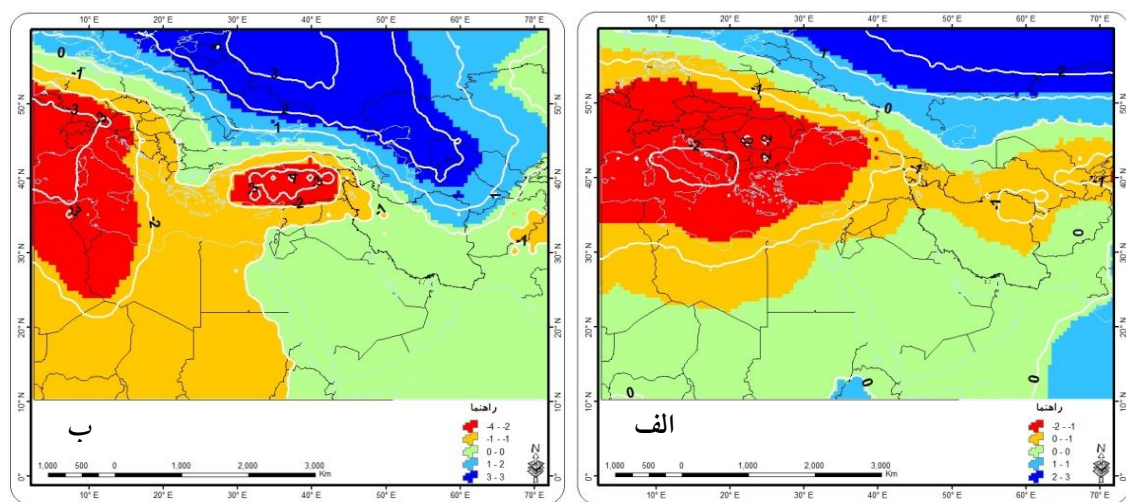
در نقشه بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر بالای فرین شاخص دمای آب شمال اقیانوس هند در فصل تابستان (شکل ۷-الف) روی اروپا، دریای مدیترانه، دریای سرخ و شرق آن بی‌هنجاری مثبت فشار به میزان ۱ هکتوپاسکال مشاهده شده که شرایط را برای نزول هوا و واگرایی تراز زیرین جو فراهم می‌آورد. هم‌زمان کاهش فشار به میزان ۱ هکتوپاسکال نسبت به نرمال در مسکو و کشورهای اسکاندیناوی به سمت ایران و دریای خزر مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد تا نواحی مرکزی ایران با اندکی تضعیف ادامه یافته و منطقه‌ای را با بی‌هنجاری منفی فشار ایجاد کرده است. بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر پایین فرین شاخص NINDSST (شکل ۷-ب) نواحی پراکنده‌ای با آنومالی منفی فشار شکل گرفته؛ یکی در کشور ترکیه تا شمال غرب ایران با بی‌هنجاری فشار ۲- میلی بار که به سمت عراق و مرکز ایران تضعیف شده است. زبانه کم‌فشار دیگری در کشور تاجیکستان و افغانستان تشکیل شده که دارای آنومالی فشار ۲- میلی بار نسبت به مقدار نرمال است. در شمال آفریقا نیز بی‌هنجاری منفی فشار رخ داده است. هم‌زمان بر روی دریای مدیترانه و دریای سرخ شرایط وارونه شده و نشست هوا رخ داده است.



مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۸: الگوی همبند شاخص NINDSST در فصل پاییز بی‌هنجاری فشار سطح دریا در: الف) مقادیر بالای فرین، ب) مقادیر پایین فرین

نقشه بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر بالای فرین شاخص NINDSST (شکل ۸-الف) نشان‌دهنده نشست هوا از منطقه سبیری تا اروپای شمالی در نتیجه بی‌هنجاری افزایشی فشار به میزان ۱ هکتوپاسکال در این پهنه می‌باشد که سبب واگرایی تراز زیرین جو می‌گردد. این در حالی است که به سمت ایران و دریای عمان از قدرت این بی‌هنجاری مثبت فشار کاسته می‌شود هم‌زمان تقویت صعود هوا از اروپا تا دریای مدیترانه و دریای سیاه ایجاد شده که مرکز این کم‌فشار در اروپا قرار گرفته و آنومالی فشار آن به ۲- میلی بار رسیده است. بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر پایین فرین دمای سطح آب شمال اقیانوس هند (شکل ۸-ب)، از شمالگان به سمت عرض‌های پایین‌تر از شمال غرب ایران تا پاکستان کاهش فشار به میزان ۱ میلی بار نسبت به مقدار نرمال رخ داده که مرکز آن در ترکیه با آنومالی ۲- میلی بار فشار سبب صعود هوا در تراز زیرین جو می‌شود هم‌زمان بی‌هنجاری مثبت فشار به میزان ۱ میلی بار از اروپا و اوکراین به سمت دریای سرخ کشیده شده که سبب واگرایی در این تراز می‌شود.



مأخذ: یافته‌های پژوهش

شکل ۹: الگوی همبند شاخص NINDSST در فصل زمستان بی‌هنجاری فشار سطح دریا در: الف) مقادیر بالای فرین، ب) مقادیر پایین فرین

فرین

نقشه بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر بالای فرین شاخص NINDSST فصل زمستان (شکل ۹-الف) فرازش هوای دریای مدیترانه، دریای سیاه تا جنوب دریای بالتیک است و نشان‌دهنده مرکز بی‌هنجاری کاهشی فشار می‌باشد؛ آنومالی فشار نسبت به نرمال در این پهنه ۲- میلی بار است؛ زبانه آن از شمال غرب تا شرق کشور با اندکی ضعف ادامه یافته است. هم‌زمان نشست هوا و واگرایی تراز زیرین جو روی روسیه تا میانه دریای خزر شکل گرفته و دارای بی‌هنجاری مثبت فشار به میزان ۲ هکتوپاسکال نسبت به نرمال است. بی‌هنجاری فشار سطح دریا در مقادیر پایین فرین شاخص NINDSST (شکل ۹-ب) نشان‌دهنده دو ناحیه بی‌هنجاری کاهش فشار؛ یکی در کشور ترکیه به مقدار ۴- میلی بار و دیگری در اروپا تا لیبی و الجزایر قرار گرفته و دارای آنومالی فشار ۳- میلی بار نسبت به مقدار نرمال است که این حالت باعث تقویت فرازش هوای تراز زیرین جو در این نقاط می‌شود. هم‌زمان از پهنه سبیری به سمت شمال اروپا تا شمال شرق ایران تقویت زبانه پرفشار رخ داده و نشان‌دهنده آنومالی ۲+ هکتوپاسکال می‌باشد.

در جدول ۱ همبستگی بین ۵۰ ایستگاه هواشناسی در کشور و شاخص پیوند از دور NINDSST در مقیاس فصلی به همراه همبستگی میانگین بارش آن‌ها نشان داده شده است.

جدول ۱: ماتریس همبستگی فصلی بین بارش ایستگاه‌ها و شاخص NINDSST

NINDSST								شاخص
میانگین همبستگی بارش		بیشترین همبستگی ایستگاهی		کمترین همبستگی ایستگاهی		فصل		
$\alpha=0/6$	-0/074	$\alpha=0/02$	کرج	0/446	$\alpha=0/02$	یزد	-0/398	بهار
$\alpha=0/05$	-0/115	$\alpha=0/02$	بوشهر	0/546	$\alpha=0/03$	بندرلنگه	-0/218	تابستان
$\alpha=0/03$	-0/165	$\alpha=0/03$	دو گنبدان	0/483	$\alpha=0/02$	کرج	-0/434	پاییز
$\alpha=0/4$	-0/097	$\alpha=0/02$	همدان	0/394	$\alpha=0/03$	کیش	-0/296	زمستان

مأخذ: یافته‌های پژوهش

طبق جدول ۱، افزایش شاخص NINDSST تا حدودی سبب کاهش بارش بهاره می‌گردد. در این فصل بالاترین میزان همبستگی منفی (۰/۴-) مربوط به ایستگاه یزد و بالاترین میزان همبستگی مثبت (۰/۴۵) مربوط به ایستگاه کرج بوده است. درحالی‌که در فصل پاییز و تابستان میانگین همبستگی بالاتر می‌رود؛ بنابراین میانگین همبستگی در فصل پاییز به ۰/۱۷ و تابستان نیز به ۰/۱۲ می‌رسد؛ به نظر می‌رسد ابتدا فصل پاییز و بعد تابستان با افزایش دمای شمال اقیانوس هند بارش افزایش می‌یابد درحالی‌که میانگین همبستگی در فصل زمستان به مقدار خیلی پایین (۰/۰۹۷-) رسیده است. کمترین میزان همبستگی مربوط به ایستگاه کیش با میزان همبستگی ۰/۳- و بیشترین میزان همبستگی مثبت نزدیک به ۰/۴ مربوط به ایستگاه همدان است.

نتیجه‌گیری

اقلیم و پارامترهای آن به‌ویژه بارش و تغییرات احتمالی آن نقش و تأثیر به‌سزایی در محیط زندگی انسان‌ها دارد. نتایج پژوهش نشان داد میانگین همبستگی بین داده‌های بارش ۵۰ ایستگاه و شاخص NINDSST در فصل پاییز ۰/۱۷+ شده است؛ بیشینه همبستگی (۰/۴۸+) در ایستگاه بوشهر و

کمینه همبستگی ($-0/43$) در ایستگاه کرج است؛ بنابراین به نظر می‌رسد؛ افزایش دمای سطح آب شمال اقیانوس هند سبب افزایش بارش کشور در فصل پاییز گردیده است. مجموع همبستگی‌های بارش تابستانه کشور حدود $0/12$ می‌باشد که افزایش بیشتری پس از فصل پاییز نشان می‌دهد میانگین همبستگی در فصل زمستان حدود $0/1+$ برآورد شده است. در فصل بهار میانگین مجموع همبستگی کمتر از $0/1-$ است. در مجموع با توجه به سری زمانی بارش، به نظر می‌رسد فصل بهار دارای کاهش بارش بیشتر (همبستگی منفی) و فصل پاییز و تابستان دارای افزایش بارش می‌باشند همچنین در فصل زمستان نیز، کاهش بارش در بیشتر ایستگاه‌ها رخ داده که در برخی از آن‌ها معنی دار می‌باشد.

میانگین همبستگی سالانه بین بارش با دمای آب شمال اقیانوس هند حدود $0/1-$ است. بیشترین مقدار همبستگی سالانه ($0/21$) در ایستگاه همدان و کمترین مقدار همبستگی ($-0/41$) در ایستگاه کرمان می‌باشد؛ اما در بیشتر ایستگاه‌ها بارش و دمای آب همبستگی منفی بودماند. میانگین همبستگی بین داده‌های بارش و شاخص دوقطبی اقیانوس هند در فصل تابستان $0/22$ است. بیشینه همبستگی ($0/54$) در ایستگاه ایلام و کمینه همبستگی ($-0/27$) در ایستگاه چابهار می‌باشد. به نظر می‌رسد افزایش شاخص دو قطبی اقیانوس هند سبب افزایش بارش کشور در فصل تابستان می‌گردد. از جمله ایستگاه‌های با افزایش بارش تابستانه شامل ایلام ($0/54$)، یزد ($0/52$)، بوشهر ($0/46$)، یاسوج ($0/48$)، سقز ($0/41$)، مهاباد ($0/38$)، کرمانشاه ($0/38$) و آبادان ($0/31$) است. میانگین همبستگی بارش پاییزه کشور نزدیک به $0/17$ می‌باشد کمینه همبستگی ($-0/34$) در ایستگاه کرج و بیشینه همبستگی ($0/47$) در ایستگاه بوشهر است. به نظر می‌رسد این فصل نیز همانند تابستان با افزایش بیشتر بارش همراه بوده است. در حالی که فصل زمستان میانگین همبستگی $0/05$ و در فصل بهار همبستگی مشاهده نمی‌شود. در مجموع، به نظر می‌رسد ابتدا در فصل بهار و بعد زمستان کاهش بارش در بیشتر ایستگاه‌ها اتفاق افتاده است و عکس این حالت یعنی افزایش بارش، ابتدا در فصل تابستان و سپس پاییز رخ داده است. بیشترین مقدار همبستگی سالانه بین ایستگاه‌های مورد مطالعه با شاخص دوقطبی اقیانوس هند $0/32$ و کمترین مقدار $-0/28$ می‌باشد.

در دمای پایین فرین شاخص NINDSST دمای شمال اقیانوس هند کمتر و شاهد بی‌هنجاری کاهشی ارتفاع تا حدود 40 متر نسبت به مقلد شمال آن در کشور (به جز نواحی شرقی) دریای مدیترانه و دریای سرخ بوده که نشان‌دهنده تقویت ناوه، شرایط مساعد برای فرازش و احتمالاً بارش در فصل بهار است. در مقادیر دمای بالای فرین شاخص NINDSST سطح زمین در فصل پاییز، بخش‌هایی از دریای مدیترانه تا دریای سرخ و شمال غرب اقیانوس هند، بی‌هنجاری منفی فشار به میزان حدوداً $1/5$ میلی بار نسبت به شرایط شمال روی داده است که منجر به تقویت سامانه سودانی و مدیترانه‌ای و در نهایت افزایش صعود و احتمالاً بارش می‌گردد. در NINDSST با مقادیر پایین فرین دما در این فصل، افزایش فشار بر روی دریای مدیترانه تا دریای سرخ در حدود $1/5$ میلی بار نسبت به شرایط شمال سبب تضعیف چرخندزایی شرق مدیترانه و کاهش بارش شده است. این شرایط با توجه به روند افزایش دمای سطح آب شمال اقیانوس هند توجیه‌کننده و یکی از دلایل احتمالی افزایش بارش پاییزه کشور به‌ویژه در ایستگاه‌های غربی طی دهه گذشته می‌باشد. همین سازوکار طی فصول دیگر، معکوس عمل کرده و روند افزایش دمای سطح آب شمال اقیانوس هند با کاهش شدید بارش در فصل بهار و زمستان همراه شده است. فصل تابستان در مقادیر بالای دما شاخص NINDSST، بی‌هنجاری کاهشی ارتفاع به مقدار 20 متر از مسکو به سمت دریای خزر ادامه یافته است، در حالی که مقادیر پایین دمای آن روی دریای بالتیک با مقدار بیشینه بی‌هنجاری منفی ارتفاع به میزان 40 متر، دریای مدیترانه، دریای سیاه تا دریای سرخ را دربر گرفته است و بیانگر تقویت چرخند مدیترانه و سامانه سودانی و احتمالاً ایجاد شرایط بارش روی خاورمیانه و ایران می‌باشد. در مجموع تأثیر گرمایش جهانی و گرمایش پهنه‌های آبی در وندش گردش اقیانوس - جو حوضه اقیانوس هند

انکارناپذیر است. لازم به ذکر است که نوسانات دیگری مانند مان-جولین در شرق اقیانوس هند نیز نقش مهمی در نوسانات بارش در کشور ایران دارند

منابع

- ۱- احمدی گیوی، فرهنگ. پرهیزگار، داود. سهراب حجام. (۱۳۸۷): بررسی اثر انسو بر توزیع بارش فصلی ایران در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۹۵-۱۱۳
- ۲- جهانبخش اصل، سعید، زینالی، بتول. رضایی بنفشه، مجید. ایمان بابائیان. ۱۳۹۱. تأثیر دمای سطح آب دریای مدیترانه بر بارش نیمه غربی ایران، فصل-نامه علمی پژوهشی انجمن جغرافیای ایران، سال دهم، شماره ۳۴، صص ۱۷۷-۱۶۱.
- ۳- رضایی بنفشه، مجید. جهانبخش اصل، سعید. بیاتی خطیبی، مریم. بتول زینالی. (۱۳۸۹): پیش‌بینی بارش پاییزه و زمستانه نیمه غربی ایران با استفاده از SST مدیترانه در فصل تابستان و پاییز، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، صص ۷۴-۶۲.
- ۴- رنجبر سعادت‌آبادی، عباس. پریسا ایزدی. (۱۳۹۲): ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۹، شماره ۴، صص ۱۵۷-۱۳۵.
- ۵- فرج زاده، منوچهر. (۱۳۸۶): تکنیک‌های اقلیم‌شناسی، جلد اول، چاپ اول، انتشارات سمت، صص ۲۸۸.
- ۶- قائدامینی‌اسدآبادی حبیب اله. فروغ گلکار. (۱۳۹۰): ارزیابی تأثیر پدیده مان جولیان (MJO) بر رخداد دوران‌های خشک و تر استان خوزستان، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۳، صص ۲۵۳-۲۴۱.
- ۷- قائدامینی‌اسدآبادی حبیب اله. سید محمدجعفر ناظم‌السادات. (۱۳۹۱): ارزیابی نشان پدیده نوسان‌های مان-جولیان بر رخداد بهابازارهای روزانه استان‌های سیستان و بلوچستان و فارس، آب‌و‌خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، دوره ۲۶، شماره ۶، صص ۱۳۸۳ - ۱۳۷۲.
- ۸- ناظم‌السادات، سید محمدجعفر. اسدآبادی، حبیب اله... مرضیه توکلی. (۱۳۹۲): ارزیابی نشانه‌های تغییر اقلیم در پهنه شمال غربی اقیانوس هند، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸، شماره ۲، صص ۴۰-۲۶.
- ۹- ناظم‌السادات، سید محمدجعفر. احمدرضا قاسمی. (۱۳۸۳): تأثیر نوسان‌های دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار نواحی شمال و جنوب ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هشتم، شماره ۴، صص ۱۴-۱.

10- Berri, G. J., and Bertossa, G., (2004): The Influence of The Tropical and Subtropical Atlantic and Pacific Oceans on Precipitation Variability Over Southern Central South America on Seasonal Time Scales, *International Journal of Climatology*. 24, pp: 415-435.

11- Chen, S., Zha, X., (2017): Effects of The ENSO on Rainfall Erosivity in The Fujian Province of Southeast China, *Science of The Total Environment*, Pp: 2-11.

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.090>.

12- Dinpashoh, Y., Fakheri-Fard, A., Moghadamnia, M., Jahanbakhsh, S., and Mirnia, M., (2004): Selection of Variables for The Purpose of Regionalization of Iran's Precipitation Climate Using Multivariate Methods, *J. Hydrol.* 297. pp:109-123.

13- Fang, Y.H., Chen, H. S., Teng, F. D., Wang, X. J., Wang, J., Zhao, C. Y., (2017): Changing Contribution Rate of Heavy Rainfall to The Rainy Season Precipitation in Northeast China and Its Possible Causes, *Atmospheric Research*, 197, PP: 437-445.

14- Millana, M., Estrelaa, M. J., Casellesb, V., (1995): Torrential Precipitations on The Spanish East Coast: The Role of The Mediterranean Sea Surface Temperature, *Atmospheric Research*, Vol. 36, Issues 1-2, Pp: 1-6.

15- Murgulet, D., Valeriu, M., Hay, R. R., Tissot, P., Mestas-Nuñez A. M., (2017): Relationships Between Sea Surface Temperature Anomalies in The Pacific and Atlantic

- Oceans and South Texas Precipitation and Streamflow Variability, *Journal of Hydrology*, 550, Pp: 726-739.
- 16- Nguyen-Huy, T., Deo, R. C., An-Vo, D.-A., Mushtaq, S., Khan, S., (2017): Copula-Statistical Precipitation Forecasting Model in Australia's Agro-Ecological Zones, *Agricultural Water Management*, 191, Pp: 153-172.
 - 17- Revadekar, J.V., Varikoden, H., Murumkar, P.K., Ahmed, S.A., (2018): Latitudinal Variation in Summer Monsoon Rainfall Over Western Ghat of India and its Association With Global Sea Surface Temperatures, *Science of The Total Environment*, 613-614, Pp: 88-97.
 - 18- Schwing, F. B., Mendelssohn, R., Bograd, S. J., Overland, J. E., Wang, M., Ito, S.I., (2010): Climate Change, Teleconnection Patterns, and Regional Processes Forcing Marine Populations in The Pacific., *Journal of Marine Systems*, Vol. 79, Pp: 245-257.
 - 19- Teegavarapu, R. S.V., Nayak, A., (2017): Evaluation of Long-Term Trends in Extreme Precipitation: Implications of in-Filled Historical Data Use For Analysis, *Journal of Hydrology*, 550, Pp: 616-634.
 - 20- Uvo, C. B., Repelli, C. A., Zebiak, S. E., and Kushnir, Y., (1998): The Relation Slips Between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation, *Journal of Climate*, 11, Pp: 551-562.
 - 21- Valdés-Pineda, R., Cañón, J., Valdés, J. B., (2018): Multi-Decadal 40-to 60-Year Cycles of Precipitation Variability in Chile (South America) and Their Relationship to The AMO and PDO Signals, *Journal of Hydrology*, 556, pp: 1153–1170.
 - 22- Yeh, S.-W., So, J., Lee, J.-W., Kim, M. J., Jeong, J. I., Park, R. J., (2017): Contributions of Asian Pollution and SST Forcings on Precipitation Change in the North Pacific, *Atmospheric Research*, 192, Pp: 30-37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.03.014>.
 - 23- Yuan, Y., Zhou, W., Johnny, C., Chan, L., Li, C., (2008): Impacts of The Basin-Wide Indian Ocean SSTA on The South China Sea Summer Monsoon Onset 2008, *Int. J. Climatol.*, 28, Pp:1579-1587.
 - 24- Zaitchik, B. F., (2016): Madden-Julian Oscillation Impacts on Tropical African Precipitation, *Atmospheric Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.10.002>.
 - 25- Zhang, Q., Wang, Y., Singh, V. P., Gu, X., Kong, D., Xiao, M., (2016): Impacts of ENSO and ENSO Modoki + A Regimes on Seasonal Precipitation Variations and Possible Underlying Causes in The Huai River basin, China, *Journal of Hydrology*, 533, Pp: 308-319.