



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی فضای جغرافیایی

دوره بیست و چهارم، شماره‌ی ۸۸
زمستان ۱۴۰۳، صفحات ۲۱۹-۱۹۳

زاهد دلدار زهی^۱
پیمان محمودی^{۲*}
محمود خسروی^۳

تحلیل رابطه بین الگوی دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۷/۱۷

چکیده

شناسایی الگوهای پیوند از دور و تحلیل اثر آنها بر روی ساختار افقی الگوهای گردشی می‌تواند جهت شناخت و درک بهتر رخداد‌های ناهنجار اقلیمی بسیار مفید باشند. لذا هدف اصلی این پژوهش تحلیل همبستگی بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران در یک مقیاس ماهانه است. برای رسیدن به این هدف، بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) ۶۳ ایستگاه همدید ایران با مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با استفاده از ضریب همبستگی گشتاوری پیرسون تحلیل همبستگی انجام شد. نتایج نشان دادند که در ماه‌های فصل پاییز بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران در ارتباط همزمان و تاخیر یک ماهه یک همبستگی متوسط مثبت وجود دارد یعنی خشکسالی‌های فصل پاییز ایران در فاز منفی و ترسالی‌های آن در فاز مثبت این شاخص رخ می‌دهند. اما در فصل زمستان بین خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) همبستگی قابل توجهی مشاهده نشد. در فصل بهار نیز مشاهده شد که در ارتباط همزمان بین خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران به خصوص در نیمه جنوبی آن یک همبستگی منفی متوسط با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) وجود دارد. به عبارت دیگر خشکسالی‌های این فصل ایران در فاز مثبت و ترسالی‌های آن در فاز منفی رخ می‌دهند یعنی دقیقاً عکس رابطه‌ای که در فصل پاییز مشاهده شده بود.

کلمات کلیدی: الگوی پیوند از دور، ضریب همبستگی گشتاوری پیرسون، تاخیر زمانی، خشکسالی، ترسالی، ایران

مقدمه

مطالعه اندرکنش‌های متقابل اقیانوس-جو می‌تواند دانش بسیار عمیقی از عملکرد سامانه اقلیمی در اختیار محققین حوزه‌های مختلف علوم جوی قرار دهد (Liss and Johnson, 2014: 1; Wang et al., 2004: 1; Kagan, 1995: 1; Gill, 1982: 1). همانگونه که مشخص است منشاء بسیاری از نوسانات درون و برون سالانه سامانه اقلیمی می‌تواند

۱- کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

p_mahmoudi@gep.usb.ac.ir

۳- گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

به دلیل وجود ناپایداری در سامانه جفت شده اقیانوس-جو باشد. این ناپایداری‌ها می‌توانند علت اصلی بسیاری از ناهنجاری‌های گاه‌به‌گاه در مونسون هندوستان (Vishnu et al., 2019:1263)، خشکسالی‌های گسترده در اندونزی و استرالیا (Pan et al., 2018: 7974; Ummenhofer et al., 2009: 1) و وقوع سیل‌های مخرب در شرق آفریقا و پرو (Marchant et al., 2007: 4; Manatsa et al., 2012: 115) باشند.

حالت‌های مختلف تغییرپذیری‌های اقلیمی که حاصل اندرکنش‌های جفت شده اقیانوس-جو می‌باشند، برای اولین بار در دهه ۱۹۶۰ در اقیانوس آرام حاره‌ای (Bjerkness, 1969: 163) و در دهه ۱۹۸۰ در اقیانوس اطلس (Hisard, 1980: 163; Zebiak, 1993: 1567) کشف شده‌اند. اما، تقریباً تا اواخر قرن بیستم، باوری که در بین عموم اقلیم‌شناسان و اقیانوس‌شناسان در مورد اقیانوس هند حاکم بود این بود که اقیانوس هند حاره‌ای توانایی ایجاد چنین شرایطی همچون اقیانوس آرام و اقیانوس اطلس را ندارد (Wallace et al., 1998: 14241). لذا مباحث مطرح شده تا آن زمان در خصوص تغییرات سال به سال دمای سطح دریا (SST) در اقیانوس هند بیشتر بر روی یک الگوی ناهنجاری گسترده متمرکز بود که از راه دور توسط انسو کنترل می‌شد (Lau and Nath, 1996: 2036; Weare, 1979: 2279). گذشته از این، یک رابطه قوی بین بارش‌های تابستانه مونسون هندوستان و انسو برای یک مدت طولانی در بین محققان این حوزه شناخته شده بود (Goswami et al., 1999: 611; Pant and Parthasarathy, 1981: 245). تا اینکه در نهایت در اواخر قرن بیستم حالت جدیدی از اندرکنش‌های متقابل جفت شده اقیانوس-جو در اقیانوس هند حاره‌ای کشف شد که با عنوان حالت دو قطبی اقیانوس هند (IOD) شناخته شده است (Saji et al., 1999: 360). کشف IOD، یک نقطه عطف بسیار بزرگی در مطالعات اندرکنش‌های متقابل جو-اقیانوس به شمار می‌رود.

همانگونه که پیشتر بدان اشاره شده بود تا اوایل سال ۱۹۹۹، دیدگاه غالب در مورد تغییرات اقلیمی اقیانوس هند این بود که اقیانوس هند قادر به ایجاد حالت جفت شده خود نیست و تغییرات سال به سال دمای سطح دریا (SST) و بارش آن بیشتر تحت تاثیر انسو می‌باشد (Wallace et al., 1998: 14241). اما در اواسط سال ۱۹۹۹، این الگوواره با کشف‌هایی که جنبه‌های جدید و غیر قابل انتظاری از تغییرپذیری‌های اقلیمی را در منطقه اقیانوس هند نشان می‌داد به شدت به چالش کشیده شد.

در اوایل سال ۱۹۹۹ در مرکز مطالعات مرزی تغییرات جهانی^۱ (FRDGC) که تازه در ژاپن تاسیس شده بود، الگوهای جالبی از تغییرپذیری اقلیم که در سال ۱۹۹۴ در اقیانوس هند حاره‌ای رخ داده بود مورد مطالعه قرار گرفت (Behra et al., 1999: 3001; Vinayachandran et al., 1999: 1613). این رویداد منحصر به فرد که مشخصه آن ناهنجاری‌های شدید بادهای غرب‌سو بر روی مرکز اقیانوس هند حاره‌ای با تداومی طولانی مدت از آوریل تا اکتبر بود، به شدت جامعه اقلیم‌شناسی و هواشناسی دنیا را غافلگیر نمود. این ناهنجاری با یک الگوی نامتعارف از تغییرات دمای سطح دریا (SST) همراه بود، به گونه‌ای که یک ناهنجاری سرد در شرق و یک ناهنجاری گرم در غرب و مرکز اقیانوس هند حاره‌ای در دمای سطح دریا (SST) قابل مشاهده بود (Vinayachandran et al., 1999: 1613). علاوه بر این،

اندازه‌گیری‌های جدیدی که توسط سنجش از دور ماهواره‌ای از ارتفاع سطح دریا (SSH) در اختیار قرار گرفته بود نشان می‌داد که این ناهنجاری به صورت غیر طبیعی با کاهش ارتفاع سطح دریا (SSH) در شرق اقیانوس هند همراه است (Behra et al., 1999: 3001; Meyers, 1996: 12255; Potemra and Lukas, 1999: 365)، حال آنکه، اندازه‌گیری‌های هیدروگرافیکی نیز نشان می‌دادند که جریان جت ویرتکی^۱ که در شکل عادی خود یک جریان شرق سو در اقیانوس هند است به طور قابل توجهی در فصل بهار ۱۹۹۴ تضعیف شده است (Reppin et al., 1999: 15495). این رویداد منحصر به فرد در سال ۱۹۹۴ زمینه را برای کشف IOD در مرکز مطالعات مرزی تغییرات جهانی (FRDGC) فراهم نمود؛ در این مرکز، تحقیقات بیشتر نشان داد که چنین الگوهایی تنها منحصر به سال ۱۹۹۴ نبوده بلکه در دیگر سال نیز رخ داده است (Saji et al., 1999: 360).

در میان این رویدادها، رویداد سال ۱۹۶۱ به دلیل شباهت بسیار زیادی که به رویداد سال ۱۹۹۴ داشت از اهمیت ویژه‌ای برخوردار گشت. مشخصه این رویداد ناهنجاری‌های مثبت دمائی سطح دریا (SST) در غرب و مرکز و ناهنجاری‌های منفی در شرق اقیانوس هند بود (Flohn, 1987: 3; Reverdin et al., 1986: 43). همراه با این ناهنجاری‌های دمایی، ناهنجاری‌های بزرگ دیگری در مقدار پوشش ابر و جهت و سرعت بادهای سطحی بر روی اقیانوس هند حاره‌ای مشاهده شد. این رویداد، توجه اقلیم شناس آلمانی، هرمان فلوهن را به شدت به خود جلب کرد (Flohn, 1987: 3). تحقیقات این محقق آلمانی در نهایت نشان داد که ناهنجاری گردش جوی همراه با این سیگنال اقلیمی غیر عادی در اقیانوس هند، علت اصلی بارش‌های شدید ۱۹۶۱ در شرق آفریقا بوده است (Flohn, 1987: 3; Grove, 1996: 95; Kite, 1981: 233; Lamb, 1966: 183; Odingo, 1962: 440). نکته بسیار مهم و در عین حال جالب در مورد رویداد اقلیمی سال ۱۹۶۱ که از دید محققین اقلیم شناس دور نماند این بود که در آن سال هیچ ال نینوی در اقیانوس آرام اتفاق نیفتاده بود. (Reverdin et al 1986:43) با توجه به این رویداد مهم و وقوع آن در سال بدون انسوا اظهار داشتند که رویداد سال ۱۹۶۱ بایستی نتیجه برهمکنش‌های اقیانوس-جو در اقیانوس هند بوده باشد.

هر چند رویداد سال ۱۹۹۴، اولین مدرک، دال بر نقش جریانات زیر سطحی اقیانوس هند در وقوع رویداد IOD را در اختیار قرار می‌داد، ولی به جز توجه تعداد اندکی از محققین، نتوانست توجه همگان را به خود جلب کند. اما در مقابل، رویداد IOD که سه سال بعد یعنی سال ۱۹۹۷ اتفاق افتاد توانست توجه همه جهانیان را به خود جلب کند، شاید دلیل توجه زیاد به این رویداد، همزمانی وقوع آن با قوی ترین ال نینوی مشاهده شده در قرن بیست و یکم بوده باشد (Birkett et al., 1999: 1031; Murtugudde et al., 2000: 3295; Webster et al., 1999: 356). در این سال، شرق آفریقا بارش سنگین و گسترده و اندونزی یک خشکسالی ویرانگر را تجربه نمودند، ولی بر خلاف رویدادهای IOD سال‌های ۱۹۹۴ و ۱۹۶۷، بارش هند تقریباً نرمال بود (Kunii et al., 2002: 16). اگر چه این رویداد در طی یک ال نینوی قوی رخ داد، اما یک هم‌تکوینی قوی از متغیرهای اقیانوسی و جوی در اقیانوس هند را نشان داد. این موضوع باعث شد که برخی محققان ادعا کنند که این رویداد از برهمکنش‌های اقیانوس-جو خود اقیانوس هند ایجاد شده است

(Murtugudde et al., 2000: 3295; Webster et al., 1999: 356). در حایکه دسته دیگری از محققین این ادعا را قبول نداشته و اظهار داشتند که تغییرات به وجود آمده در اقیانوس هند با ال نینو ایجاد شده است (Chambers et al., 1999: 3035; Yu and Rienecker, 1999: 735).

اگرچه همه این مطالعات بر رویدادهای جداگانه تمرکز داشتند، ولی Saji et al (1999: 360) تصمیم گرفتند که رویکرد متفاوت تری برای بررسی این پدیده انتخاب کنند. لذا تمام تلاش آنها معطوف به شناسایی ویژگیهای مشترک این رویدادهای غیرعادی بود تا بر اساس آن، دینامیک اصلی این رویدادها را درک و رابطه آنها را با انسو تشخیص دهند. به همین منظور، آنها روشی ساده برای تعیین رویدادهای مشابه از مشاهدات خود ایجاد کردند. این روش شامل ساخت شاخص مبتنی بر دمای سطح دریا (SST)، یعنی شاخص حالت دو قطبی بود. شاخص حالت دو قطبی (IOD) به صورت تفاوت در ناهنجاری دمای سطح دریا (SST) بین غرب و جنوب شرق اقیانوس هند در مدار استوا بود. Saji and Yamagata (2013b: 2735) با استفاده از روش پیشنهاد شده شش رویداد مهم IOD را در دوره ۱۹۵۸ تا ۱۹۹۸ تعیین کردند: رویدادهای سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۶۷، ۱۹۷۲، ۱۹۸۲، ۱۹۹۴ و ۱۹۹۷. از این موارد، رویدادهای سالهای ۱۹۷۲، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۷ با رویدادهای ال نینو قوی تطبیق داشتند. اما رویدادهای IOD وجود داشتند که مستقل از مرحله انسو در زمان توسعه IOD اتفاق افتادند: بنابراین، رویدادهای سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۶۷ و ۱۹۹۴ به ترتیب با عدم حضور ENSO، لانینا و ال نینو ضعیف همزمان بودند. این مورد باعث شد Saji and Yamagata (2013a: 2735) نتیجه گیری کنند که رویدادهای IOD مستقل از انسو هستند.

اما در ایران مطالعه بر روی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و اثرات احتمالی آن بر تغییرپذیری متغیرهای اقلیمی به خصوص بارش سابقه چندان طولانی ندارد و محدود به همین یک دهه اخیر می باشد. Jahanbakhsh et al (2012: 27) در بررسی رابطه بین بارش های فصل پاییز نیمه جنوبی ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) به این نتیجه رسیدند که همبستگی بارش های ایستگاه های واقع در جنوب غرب ایران بیشتر از ایستگاه های واقع در جنوب شرق ایران است. (Khodadi et al (2013: 96) نیز در مطالعه ای با عنوان نقش سامانه های همدیدی گذرا در ترابرد فصلی رطوبت بر روی ایران به نقش نوسانات شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در انتقال رطوبت اقیانوس هند و دریای عمان به داخل ایران در دو فصل بهار و تابستان تاکید بسیاری داشتند. در نهایت Armesh et al (2018: 116) در یک مطالعه ای که هدف آن تحلیل همبستگی بین بارش های تابستانه جنوب شرق ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) بود مشاهده نمودند که یک همبستگی مثبت معنادار برای برخی ایستگاه ها در جنوب شرق ایران همچون ابرانشهر، بندرعباس و زاهدان قابل مشاهده است.

با توجه به سیر مطالعات انجام شده در چند دهه اخیر در زمینه کشف اندرکنش های متقابل اقیانوس-جو در اقیانوس هند حاره ای که به بسیاری از آنها در بالا اشاره شده است، اما مشاهده می شود که هنوز مطالعه جامعی که اثر این اندرکنش های متقابل اقیانوس-جو را به عنوان یک الگوی پیوند از دور بر روی خشکسالی ها و ترسالی های ایران مورد توجه قرار داده باشد انجام نشده است. لذا در این مطالعه قصد بر این است که در یک بستر مدلسازی آماری رابطه بین

تغییرات شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با خشکسالی های ایران در یک مقیاس ایستگاهی مورد توجه قرار گیرد. به این امید که نتایج این مطالعه بتواند دانش مناسبی در خصوص علل وقوع خشکسالی ها و ترسالی های ایران در اختیار قرار دهد.

مواد و روشها

در این پژوهش از داده های بارش ماهانه ۶۳ ایستگاه همدید که از سازمان هواشناسی ایران برای یک دوره ۳۰ ساله اخذ شده است استفاده شد. علت انتخاب این تعداد ایستگاه، طول دوره آماری مناسب و همچنین پراکنش مناسب مکانی آنها بوده است. این داده ها دارای آمار کامل و قابل اعتماد بودند که اندک خلأ آماری داده ها با استفاده از روش همبستگی و رگرسیون خطی کلاسیک بازسازی شدند. توزیع و پراکنش ایستگاه های مورد مطالعه در گستره ایران در شکل (۱) آورده شده است.

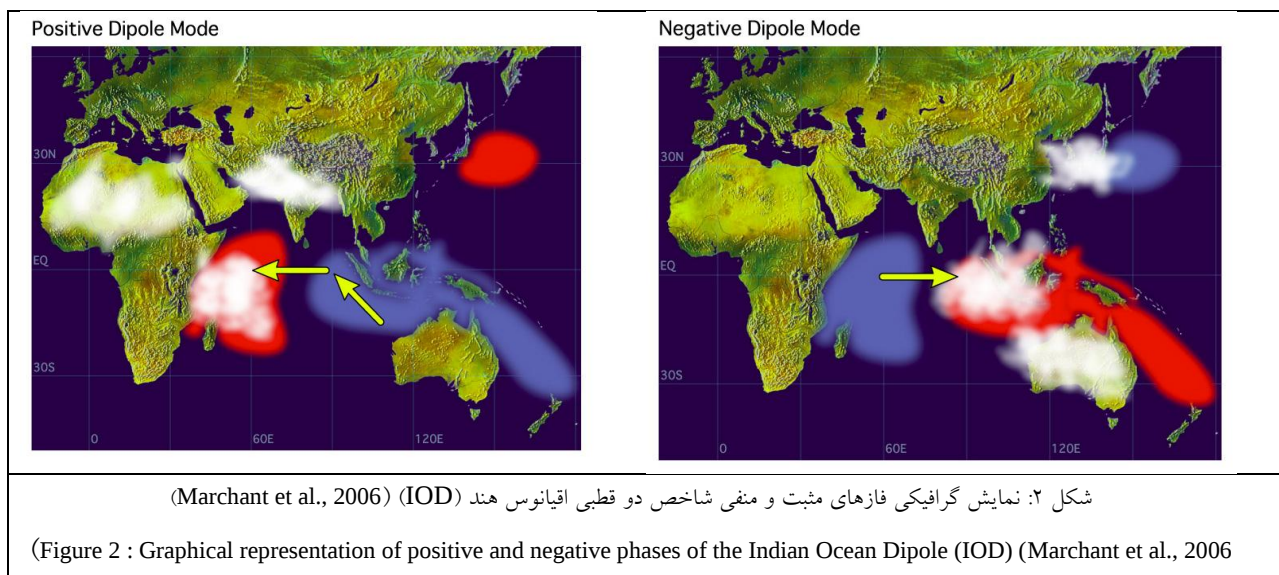


شکل ۱: نقشه موقعیت و پراکنش جغرافیایی ایستگاه های مورد مطالعه

Figure 1 : Map of the location and geographical distribution of the studied stations

داده های مربوط به مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) نیز در یک مقیاس ماهانه برای یک بازه زمانی ۳۰ ساله از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۶ از وب سایت آزمایشگاه علوم فیزیکی (PSL) اداره ملی اقیانوسی و جوی ایالات متحده آمریکا^۱ (NOAA) دانلود شدند. محاسبه این شاخص بر اساس ناهنجاری های دمای سطح دریا (SST) در جنوب شرق و غرب اقیانوس هند استوار است. هر زمان که دمای آب سطح دریا (SST) در جنوب شرق اقیانوس هند در منطقه استوا سردتر و در غرب اقیانوس هند گرم تر از معمول باشد، شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در فاز مثبت قرار گرفته است، عکس این شرایط گویای فاز منفی این شاخص خواهد بود. در شکل (۲) به صورت گرافیکی فاز مثبت و منفی این شاخص نشان داده شده است.

1 - https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.long.data



برای شناسایی فراوانی درجات مختلف خشکسالی ایستگاه‌های مورد مطالعه نیز از شاخص بارش استاندارد شده (SPI) در مقیاس‌های زمانی ماهانه استفاده شد. این نمایه برای اولین بار توسط McKee et al (1993: 1; 1995: 233) عرضه و بطور گسترده‌ای در سطح جهان مورد استفاده قرار گرفته است. این شاخص فقط براساس متغیر بارش استوار بوده و ابزاری مناسب برای شناسایی پدیده خشکسالی در مناطق گوناگون است.

بعد از مشخص کردن خشکسالی‌ها در یک مقیاس ماهانه، در گام اول از ضریب همبستگی گشتاوری پیرسون (Asakerh, 2012) برای بررسی رابطه بین خشکسالی‌های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در ارتباط همزمان و تاخیرهای یک ماهه، دو ماهه و سه ماهه استفاده شد. در گام دوم بر اساس یک آستانه فضایی، خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران در یک مقیاس ماهانه به سه دسته تقسیم شدند:

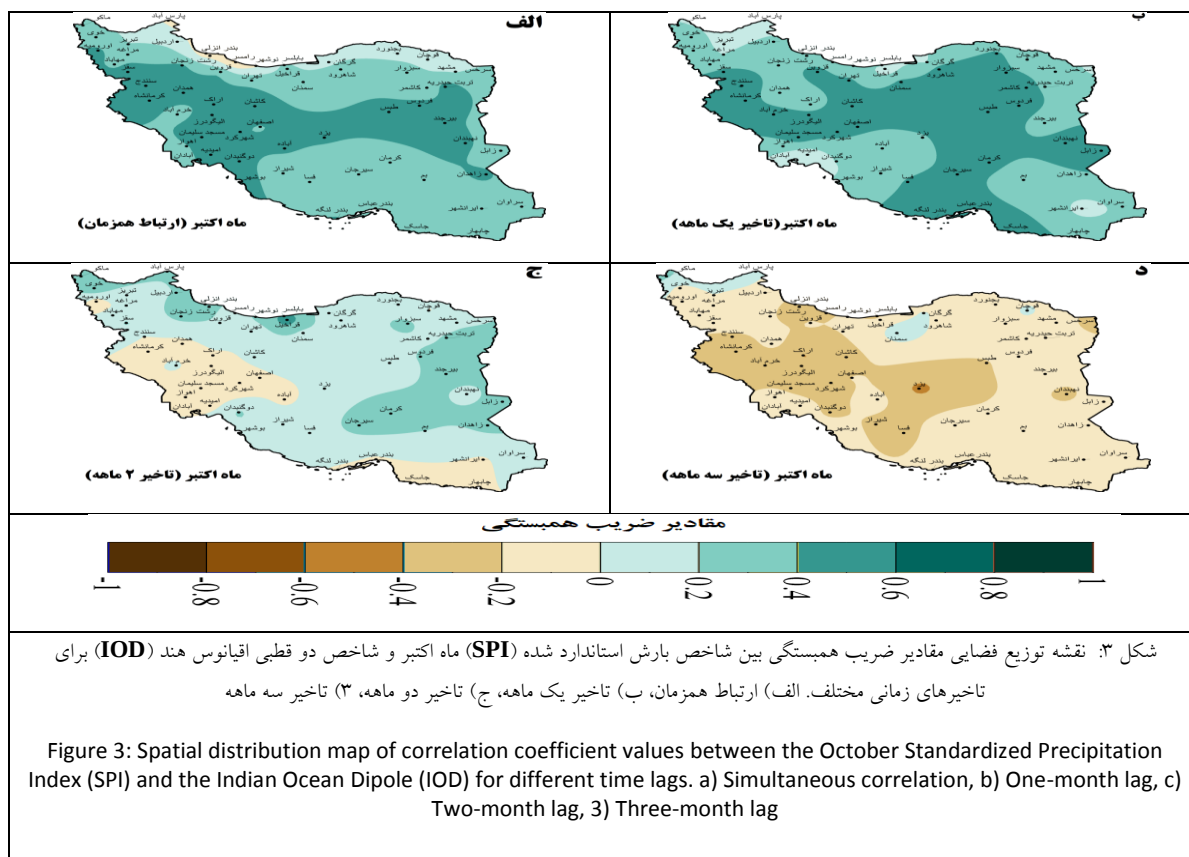
- خشکسالی‌های (یا ترسالی‌های) محلی: خشکسالی‌هایی (یا ترسالی‌هایی) هستند که حدود ۲۵ درصد و کمتر ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران خشکسالی (یا ترسالی) اعلام کرده باشند.
- خشکسالی‌های (یا ترسالی‌های) نیمه فراگیر: خشکسالی‌هایی (یا ترسالی‌هایی) هستند که حدود ۲۵ تا ۷۵ درصد کل ایستگاه‌های مورد مطالعه خشکسالی (یا ترسالی) اعلام کرده باشند.
- خشکسالی‌های (یا ترسالی‌های) فراگیر: خشکسالی‌هایی (یا ترسالی‌هایی) هستند که حدود ۷۵ درصد و بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران خشکسالی (یا ترسالی) را اعلام کرده باشند.

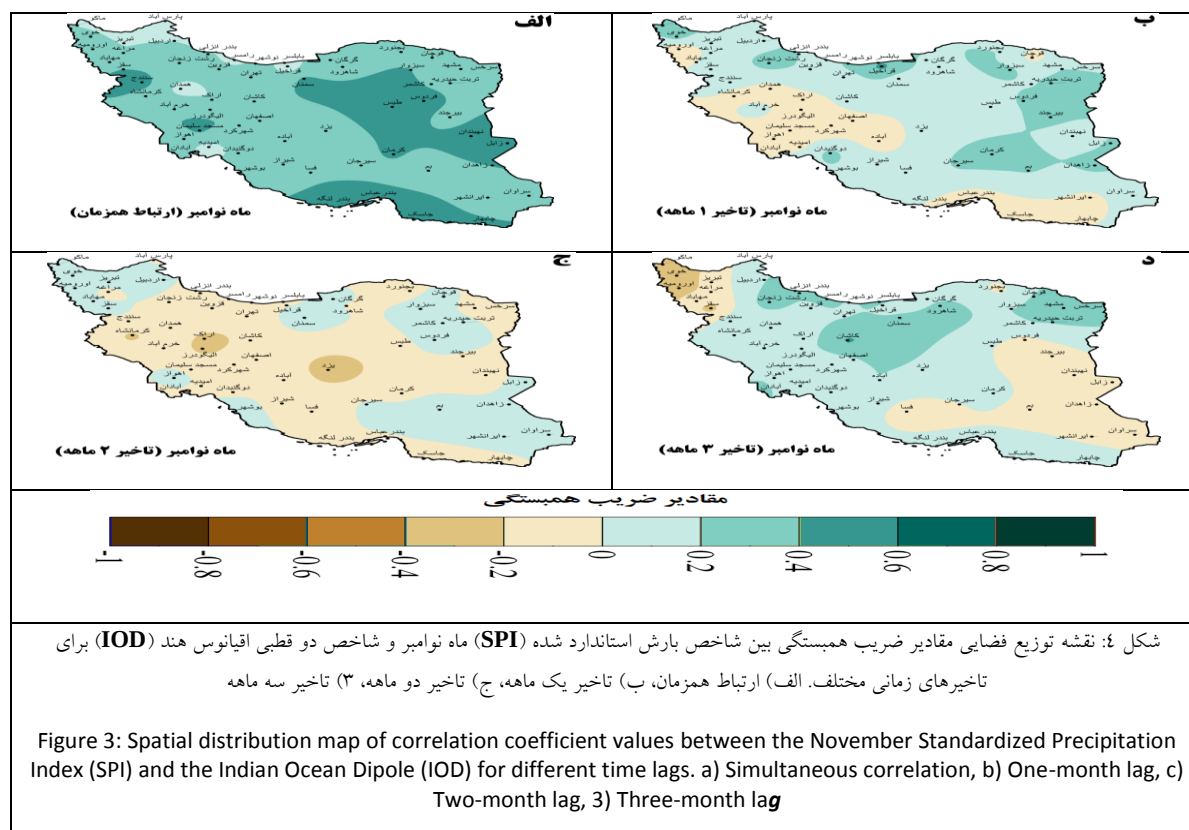
اساس تقسیم‌بندی خشکسالی‌ها به سه دسته اشاره شده در بالا بر اساس چارک‌ها بوده است. در آمار توصیفی به هر یک از سه مقداری که یک مجموعه از داده‌های مرتب شده را به چهار بخش مساوی تقسیم می‌کند چارک گفته می‌شود. به اینصورت هر کدام از آن بخش‌ها، یک چهارم از نمونه و یا جمعیت را به نمایش می‌گذارند (بهبودیان، ۱۳۸۱). در نهایت

بعد از مشخص نمودن ماه های تر و خشک فراگیر، ارتباط این ماه ها با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در یک ارتباط همزمان مورد توجه قرار گرفت.

نتایج و بحث

تحلیل همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ماه های فصل پاییز نتایج تحلیل همبستگی ماه اکتبر بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ارتباط همزمان و تاخیر یک ماهه نشان می دهند که بیشتر ایستگاه های ایران دارای یک همبستگی مستقیم هستند (شکل ۳-الف). یعنی با افزایش یا کاهش مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مقادیر شاخص بارش استاندارد شده (SPI) نیز متعاقباً افزایش یا کاهش می یابند (جدول ۱). اما این ارتباط، در تاخیر دو ماهه کاملاً تضعیف و در تاخیر سه ماهه برای برخی از ایستگاه ها ماهیتی کاملاً متفاوت پیدا می کنند. به گونه ایی که همبستگی آنها از یک همبستگی مستقیم به یک همبستگی معکوس متوسط تغییر ماهیت می دهند (شکل ۳-د).





در ماه نوامبر نیز در ارتباط همزمان، ضرایب همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران، نشان از یک همبستگی متوسط مستقیم ($0.2-0.6$) دارند. هرچند در این ارتباط، قسمت‌هایی از ایران همچون شمال غرب، شمال، شمال شرق و جنوب غرب وجود دارند که همبستگی آنها یک همبستگی ضعیف مستقیم می‌باشد (شکل ۴الف). در تاخیرهای یک، دو و سه ماهه، ضرایب همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) به شدت کاهش پیدا می‌کند؛ به طوریکه در این سه تاخیر زمانی کل مساحت ایران دارای ضرایب همبستگی ضعیف (از $0.2+$ تا $0.2-$) هستند (شکل ۴ب-د).

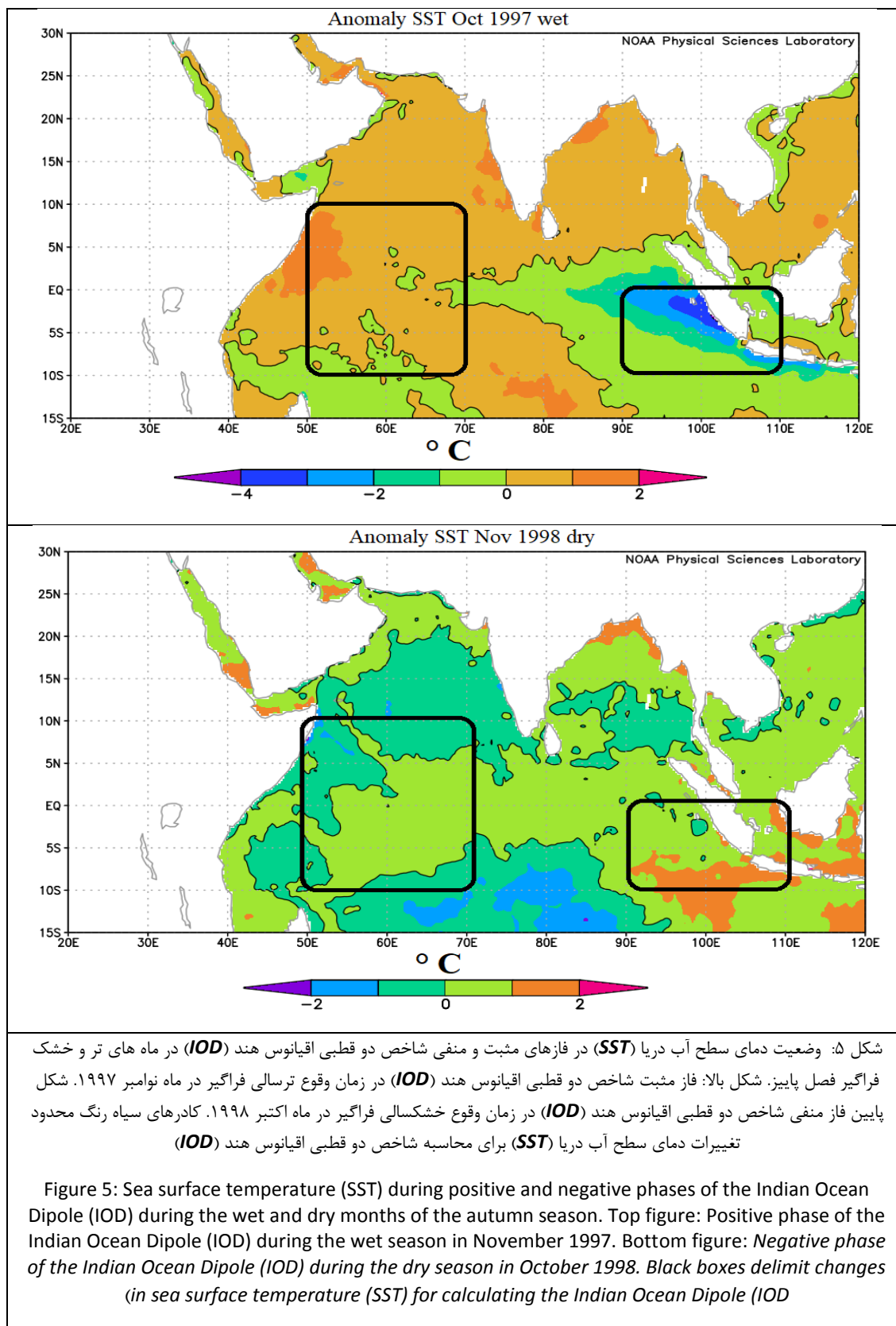
در یک مقیاس منطقه‌ای نیز ارتباط بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) و شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مورد توجه قرار گرفت. همچنانکه در قسمت مواد و روش نیز توضیح داده شد بر اساس یک معیار فضایی، خشکسالی‌ها (ترسالی‌ها) در یک مقیاس ماهانه به سه دسته خشکسالی‌های فراگیر، نیمه فراگیر و محلی (ترسالی‌های فراگیر، نیمه فراگیر و محلی) تقسیم‌بندی شدند. بعد از مشخص شدن طبقات خشکسالی هر ماه، مقادیر عددی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) متناظر با هر ماه استخراج و مقادیر عددی آنها در جدول (۲) آورده شده‌اند. همانگونه که در جدول (۲) به روشنی قابل مشاهده است در اکتبرها و نوامبرهای همراه با ترسالی‌های فراگیر ایران، شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD)، به استثنای نوامبر سال ۲۰۰۰، همواره در فاز مثبت قرار داشته‌اند. در این فاز دمای آب سطحی در

جنوب شرقی اقیانوس هند در منطقه استوا سردتر از معمول و دمای سطح آب در غرب اقیانوس هند گرم تر خواهد بود. در شکل (۵) برای نمونه نقشه دمای سطح آب دریا (SST) برای اکتبر ۱۹۹۷ که همراه با ترسالی فراگیر بوده است آورده شده است. در شکل (۵) محدوده تغییرات دمای سطح دریا (SST) برای محاسبه شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با کادرهای مشکی رنگ مشخص شده است. در این شرایط همرفت در سرتاسر اقیانوس هند شرقی رخ داده و حوضه آب گرم به غرب اقیانوس هند انتقال می یابد و بادهای شرقی قوی تر از نرمال خواهند بود. در این شرایط مشاهده می شود که ایران شرایط ترسالی را تجربه خواهد کرد. اما در در فاز منفی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مشاهده می شود که دمای سطح آب دریا (SST) در اقیانوس هند شرقی بالاتر از میانگین و در اقیانوس هند غربی پایین تر از میانگین می باشد. در چنین شرایطی همرفت از اقیانوس هند غربی به سمت اقیانوس هند شرقی خواهد بود. در این شرایط ایران خشکسالی های فراگیری را در فصل پاییز مشاهده می کند. در شکل (۵) نمونه ای از فاز منفی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای نوامبر ۱۹۹۸ که همراه با یک خشکسالی فراگیر بوده است آورده شده است.

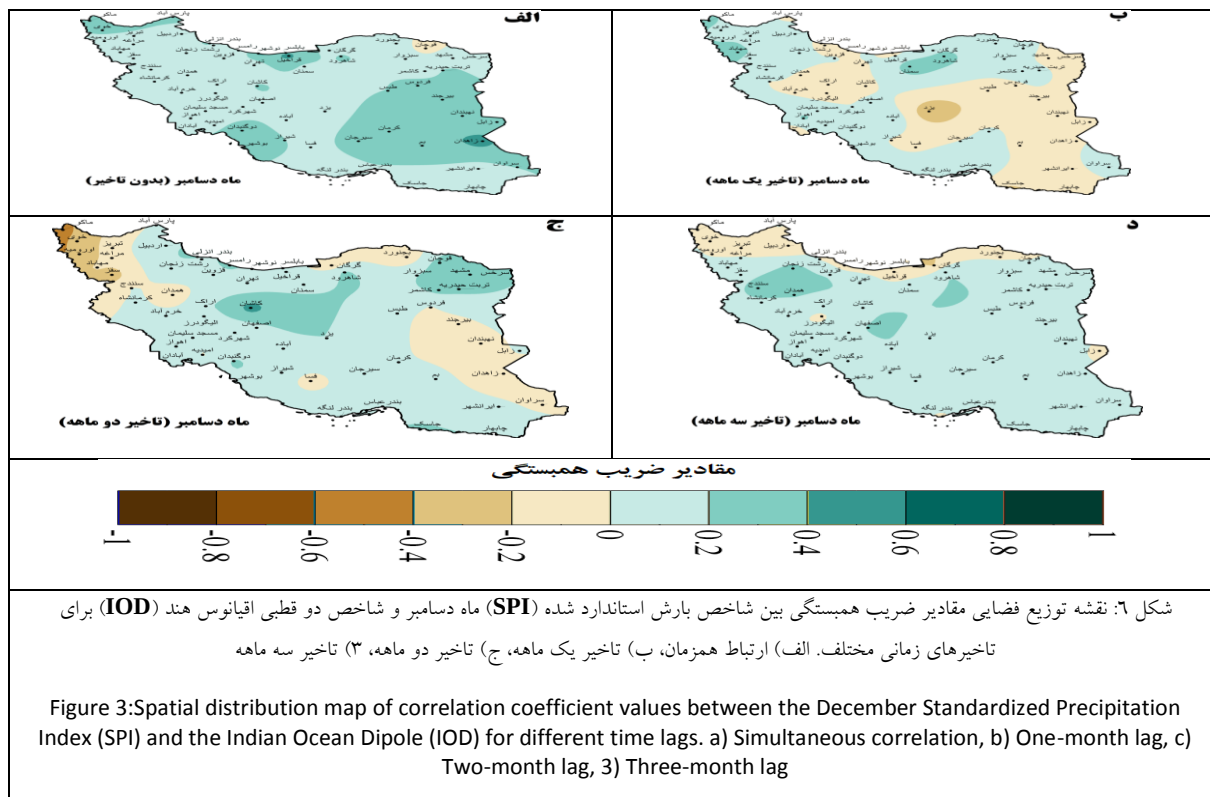
جدول ۲: مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در ماه های اکتبر و نوامبر همراه با خشکسالی های و ترسالی های فراگیر

Table 2: Indian Ocean Dipole Index (IOD) values in October and November with widespread droughts and wet spells

اکتبر خشک فراگیر		اکتبر تر فراگیر		نوامبر خشک فراگیر		نوامبر تر فراگیر	
سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD
۱۹۹۲	-۰/۲۵۴	۱۹۸۷	۰/۶۲	۱۹۹۵	-۰/۰۲۷	۱۹۸۶	۰/۰۱۵
۲۰۰۵	-۰/۰۶۱	۱۹۹۴	۱/۰۶۳	۱۹۹۸	-۰/۳۸	۱۹۹۳	۰/۱۰۷
۲۰۰۷	۰/۴۴۴	۱۹۹۷	۱/۲۴	۲۰۱۰	-۰/۲۲۱	۱۹۹۴	۰/۵۴۶
		۲۰۰۰	۰/۲۲۷			۱۹۹۷	۱/۵۲۸
		۲۰۱۱	۰/۷۲۸			۲۰۰۰	۰/۰۴۱
		۲۰۱۲	۰/۴۸۳			۲۰۰۲	۰/۳۵۳
		۲۰۱۴	۰/۴۹۶			۲۰۰۴	۰/۰۹۹
		۲۰۱۵	۰/۸۵۱			۲۰۰۶	۰/۷۵۴
						۲۰۰۹	۰/۱۸۳
						۲۰۱۱	۰/۵۹۲
						۲۰۱۲	۰/۱۶
						۲۰۱۳	۰/۴۵۳
						۲۰۱۴	۰/۲۶۷



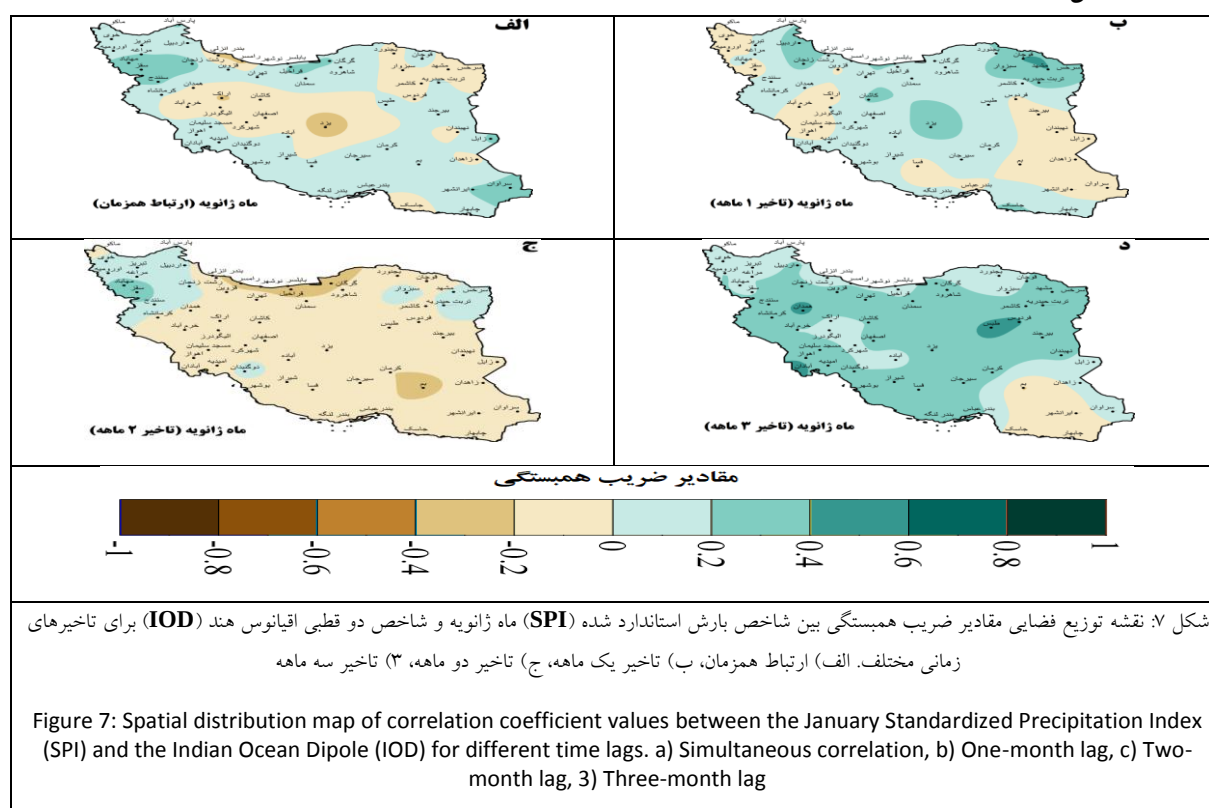
تحلیل همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ماه های فصل زمستان نتایج تحلیل همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ماه های فصل زمستان در تاخیرهای زمانی مختلف حاکی از همبستگی ضعیف بین این دو شاخص برای تعداد بسیاری



زیادی از ایستگاه های ایران است. در ارتباط همزمان ماه دسامبر مشاهده می شود که بیشتر ایستگاه های ایران، به استثنای چند ایستگاه در جنوب شرق و کرانه های جنوبی دریای خزر، دارای همبستگی مستقیم ضعیف هستند (شکل ۶ الف). در تاخیرهای یک ماهه، آن تعداد محدودی از ایستگاه ها که در ارتباط همزمان، خشکسالی ها و ترسالی های آنها یک همبستگی مستقیم متوسط با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) داشتند، در این تاخیر تمامی همبستگی های آنها به یک طبقه پایین تر یعنی همبستگی مستقیم ضعیف نزول و یا حتی به همبستگی معکوس ضعیف تغییر ماهیت دادند (شکل ۶ ب). در تاخیرهای دو و سه ماهه نیز تقریباً همان شرایطی که در تاخیرهای یک ماهه حاکم بود به روشنی قابل مشاهده است، یعنی بیش از ۹۰ درصد خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه های مورد مطالعه با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) یک همبستگی ضعیف (-0.2 تا $+0.2$) داشته اند (شکل ۶ ج-د).

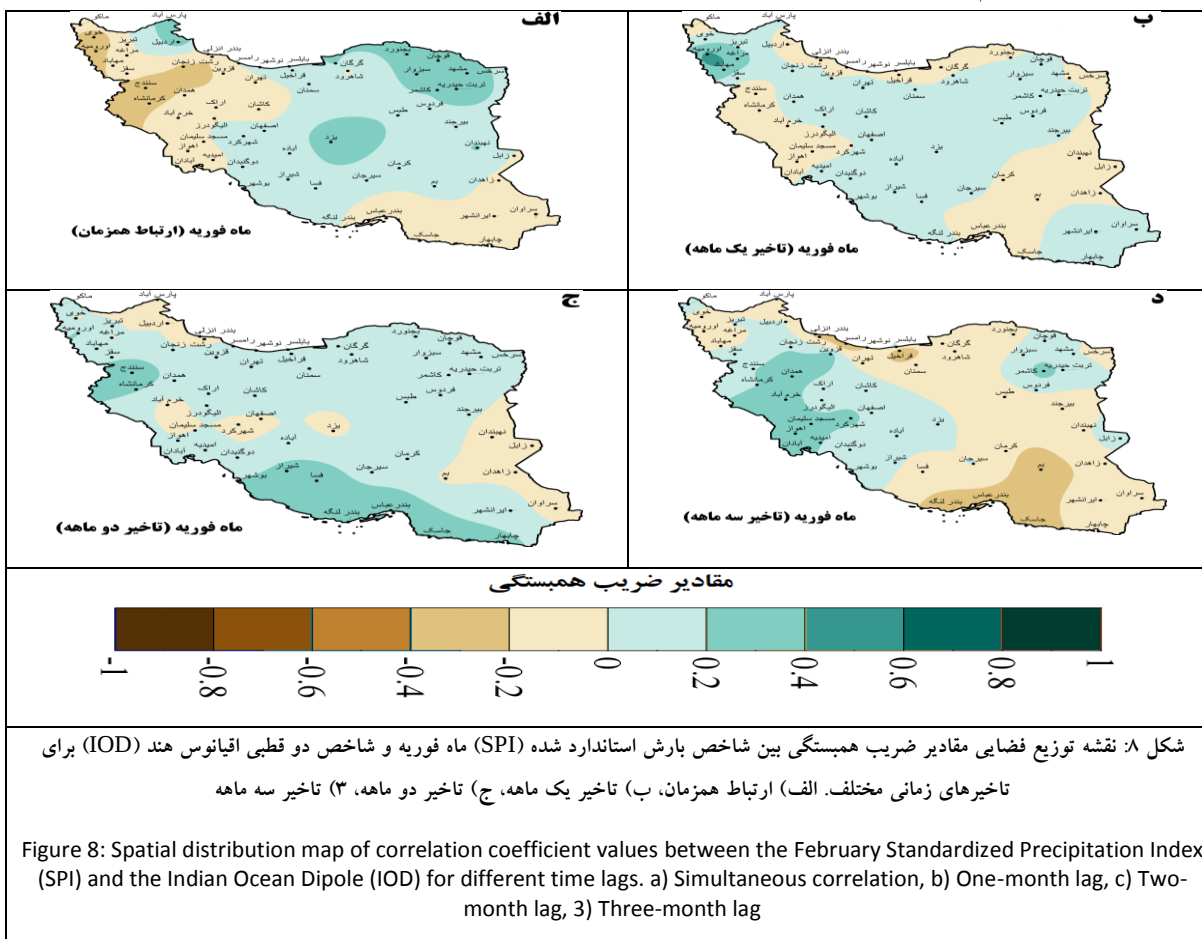
در تحلیل همبستگی های بین خشکسالی ها و ترسالی های ماه ژانویه ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مشاهده شد که در ارتباط همزمان در بیشتر ایستگاه های مورد مطالعه همبستگی ضعیف مشاهده شده است (شکل ۷ الف). در تاخیر یک ماهه نیز تقریباً شرایطی مشابه با شرایط ارتباط همزمان مشاهده می شود، یعنی بیشتر ایستگاه های مورد مطالعه دارای همبستگی ضعیف هستند (شکل ۷ ب). هر چند در این بین تک ایستگاه هایی وجود دارند که از این قاعده

کلی پیروی نمی‌کنند، مثلاً در تاخیر یک ماهه، ایستگاه‌های قوچان و مشهد تنها ایستگاهی بوده است که ضریب همبستگی پیرسون، همبستگی متوسط مستقیم آن را تایید کرده اند (شکل ۷ب). در تاخیر دو ماهه شرایط یا دیگر تاخیرها بسیار متفاوت است. در این تاخیر خشکسالی بیشتر ایستگاه‌ها همبستگی معکوس (منفی) با IOD دارند (شکل ۷ج). در تاخیر سه ماهه ژانویه، شرایط مقداری متفاوت می‌شود. این تفاوت بدین گونه است که نتایج تحلیل همبستگی بین خشکسالی‌ها و ترسالی‌های تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) یک همبستگی مستقیم (مثبت) است. ایستگاه‌های واقع در غرب (سنندج، همدان، قزوین و تهران)، جنوب غرب (آبادان، امیدیه، اهواز و مسجد سلیمان)، مرکز و شمال شرق (فسا، شیراز، کرمان، یزد، طبس، فردوس، کاشمر، سرخس و مشهد) توسط ضریب همبستگی پیرسون، همبستگی آنها یک همبستگی متوسط مستقیم (مثبت) تشخیص داده شده است (شکل ۷د).



اما تحلیل همبستگی بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ماه فوریه ایران نشان از حاکمیت یک همبستگی ضعیف برای تمامی تاخیرهای زمانی یک، دو و سه ماهه و همچنین ارتباط همزمان دارد (شکل ۷الف-د). در تاخیر یک ماهه، همانگونه که در شکل (۸ب) قابل مشاهده است، بیشتر ایستگاه‌ها دارای یک همبستگی ضعیف بوده‌اند. در تاخیر دو ماهه شاهد هستیم که تعداد ایستگاه‌هایی که همبستگی آنها یک همبستگی مستقیم بوده است کمی افزایش پیدا کرده است، به طوریکه بر اساس ضریب همبستگی پیرسون، ۹ ایستگاه (چابهار، بندرلنگه، فسا، بندرعباس، جاسک، شیراز، بوشهر، کرمانشاه و سنندج) دارای این نوع همبستگی متوسط مستقیم بوده اند

(شکل ۸ج). اما در تاخیر سه ماهه ضریب همبستگی پیرسون تنها برای ایستگاه غرب و جنوب غرب یک ضریب همبستگی متوسط مستقیم را نشان می دهد (شکل ۸د).



جهت بررسی اثرپذیری خشکسالی ها و ترسالی های فراگیر فصل زمستان ایران از دو قطبی اقیانوس هند (IOD)، مقادیر این شاخص، به تفکیک برای همه ماه های همراه با خشکسالی ها و ترسالی های فراگیر در جدول (۳) آورده شده است. همانگونه که در جدول (۳) مشاهده می شود در بسیاری از موارد چه در زمان خشکسالی های فراگیر و چه در زمان ترسالی های فراگیر مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مثبت می باشند. هر چند در ماه فوریه در تنها ماه خشک فراگیر آن که در سال ۲۰۱۵ رخ داده است مقدار شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) منفی می باشد، با این حال در فوریه های تر فراگیر آن نیز مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) منفی زیادی دیده می شود. لذا پیدا کردن ارتباطی بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی ها و ترسالی های فراگیر فصل زمستان ایران در یک ارتباط همزمان بسیار سخت می باشد و به نظر می رسد که خشکسالی ها و ترسالی های ایران در این فصل کمترین اثر پذیری را از شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) داشته باشند.

جدول ۳- مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در ماه های دسامبر، ژانویه و فوریه همراه با خشکسالی های و ترسالی های فراگیر

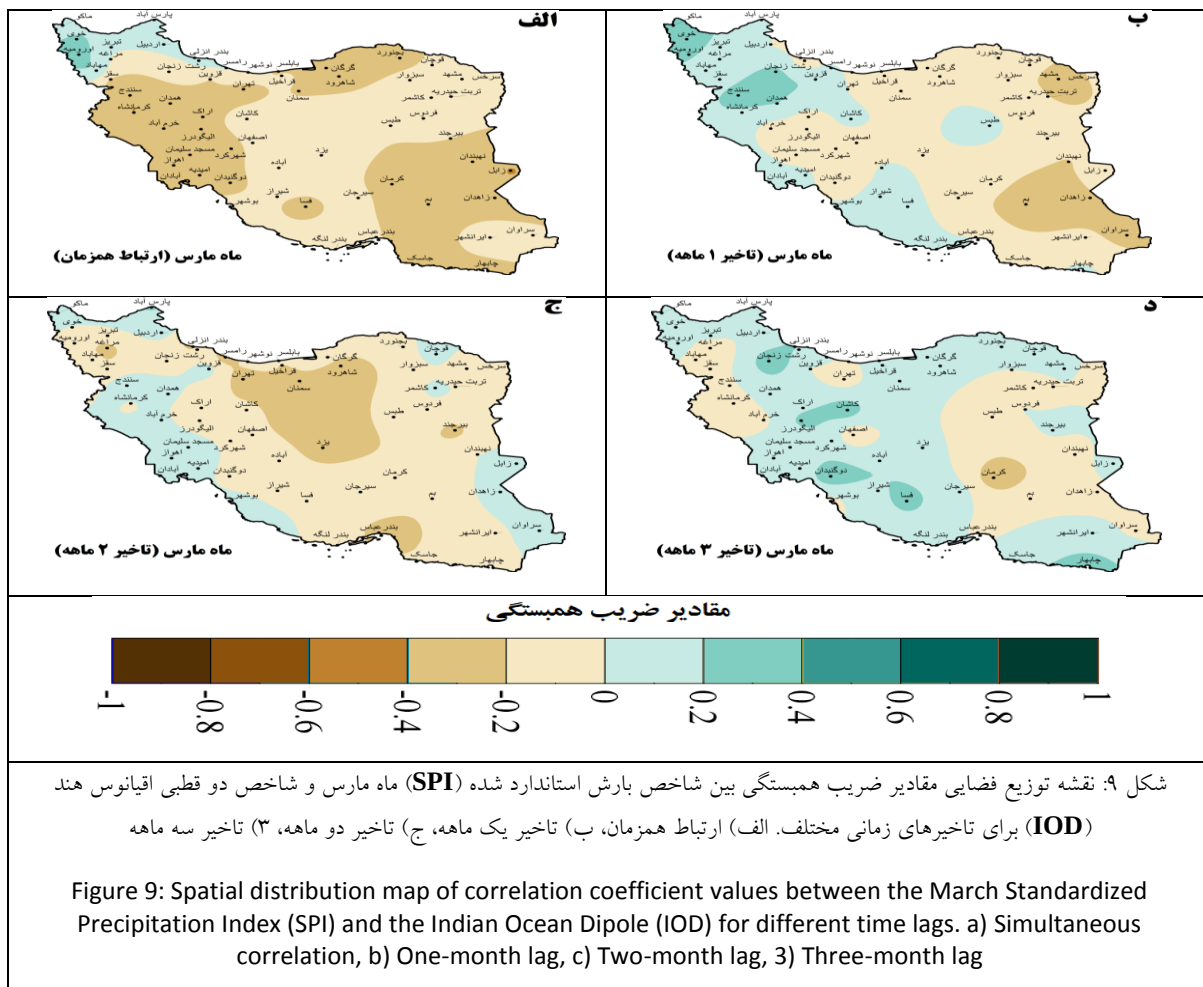
Table 3- Indian Ocean Dipole Index (IOD) values in December, January and February with widespread droughts and wet spells

فوریه تر فراگیر		فوریه خشک		ژانویه تر فراگیر		ژانویه خشک		دسامبر تر فراگیر		دسامبر خشک فراگیر	
سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD
۱۹۸۷	۰/۲۲۲	۲۰۱۵	-۰/۱۶۵	۱۹۸۷	۰/۰۹۷	۱۹۸۶	۰/۰۷۳	۱۹۸۶	-۰/۰۵۲	۲۰۱۰	۰/۰۲۱
۱۹۸۹	۰/۱۴			۱۹۹۱	۰/۲۴	۱۹۹۴	۰/۲۰۳	۱۹۸۷	۰/۳۷۷	۲۰۱۱	۰/۰۹۷
۱۹۹۰	-۰/۱۱			۱۹۹۵	۰/۳۱۶	۲۰۱۴	۰/۰۸۹	۱۹۸۹	۰/۰۵۸		
۱۹۹۲	-۰/۲۱۵			۱۹۹۷	۰/۰۷۹			۱۹۹۱	۰/۲۹۴		
۱۹۹۵	۰/۳۳۴			۱۹۹۸	۰/۶۹۶			۱۹۹۲	-۰/۰۹		
۱۹۹۷	۰/۲۵۴			۱۹۹۹	۰/۰۶۲			۱۹۹۷	۱/۰۸۵		
۲۰۰۲	۰/۰۸۷			۲۰۰۳	-۰/۰۶۳			۲۰۰۰	-۰/۰۱۷		
۲۰۰۶	-۰/۱۲			۲۰۰۴	۰/۲۲۵			۲۰۰۱	۰/۱۷۱		
۲۰۱۰	۰/۲۰۹			۲۰۰۵	۰/۰۵۵			۲۰۰۲	۰/۰۶۵		
								۲۰۰۳	۰/۴۰۷		
								۲۰۰۴	۰/۰۹۱		
								۲۰۰۶	۰/۳۹۲		
								۲۰۰۹	۰/۳۸۲		
								۲۰۱۲	۰/۴۸۸		

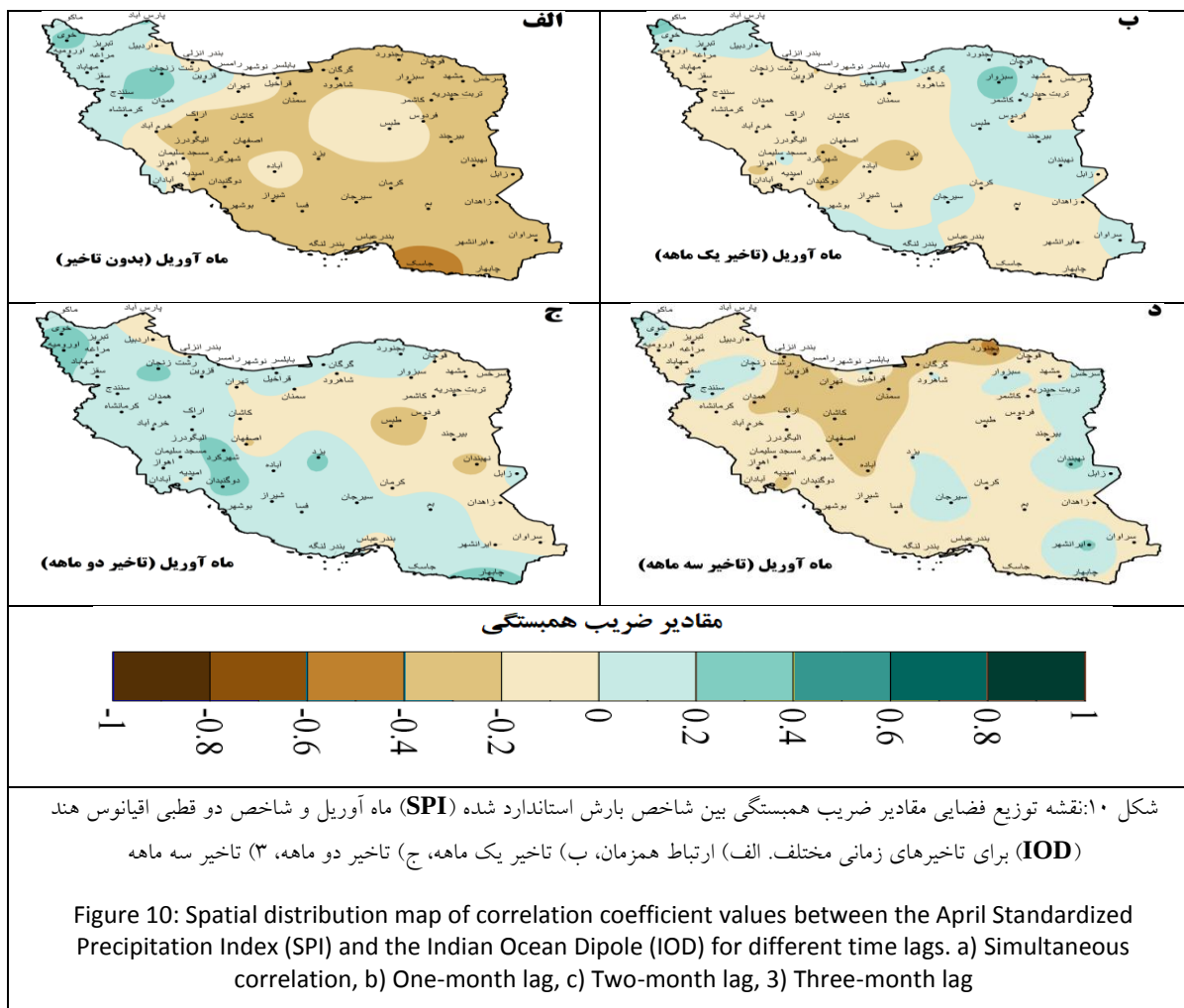
تحلیل همبستگی بین شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ماه های فصل بهار

در ماه مارس که اولین ماه فصل بهار نیز به شما می رود مشاهده شد که در ارتباط همزمان یک الگوی فضایی مشخصی بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی ها و ترسالی های ایران در مقیاس ماهانه وجود دارد

(شکل ۹الف). بر اساس ضریب همبستگی پیرسون، خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه های واقع در غرب و جنوب غرب ایران (سندج، کرمانشاه، خرم آباد، مسجد سلیمان، شهرکرد و اهواز) یک همبستگی متوسط معکوس با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) دارند (شکل ۹الف). در تاخیرهای یک، دو و سه ماهه این ارتباط برای بیش از ۹۰ درصد ایستگاه یک همبستگی ضعیف می باشد. هر چند در این بین تک ایستگاهی وجود دارند که همبستگی آنها در دسته همبستگی های متوسط قرار می گیرند مانند دو ایستگاه ماکو و خوی در شمال غرب ایران برای تاخیرهای یک ماهه یا ایستگاه یزد برای تاخیرهای دو ماهه (شکل ۹ب-د).



در ماه آوریل شاهد الگوی فضایی بسیار متفاوتی از رابطه بین خشکسالی ها و ترسالی های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) هستیم. در این ماه در ارتباط همزمان یک همبستگی متوسط معکوس (منفی) بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با خشکسالی ها و ترسالی های جنوب شرق ایران وجود دارد (شکل ۱۰الف). اما در تاخیرهای یک، دو و سه ماهه همانگونه که در شکل (۱۰ب-د) مشاهده می شود این رابطه به سطح یک همبستگی ضعیف تنزل پیدا می کند.

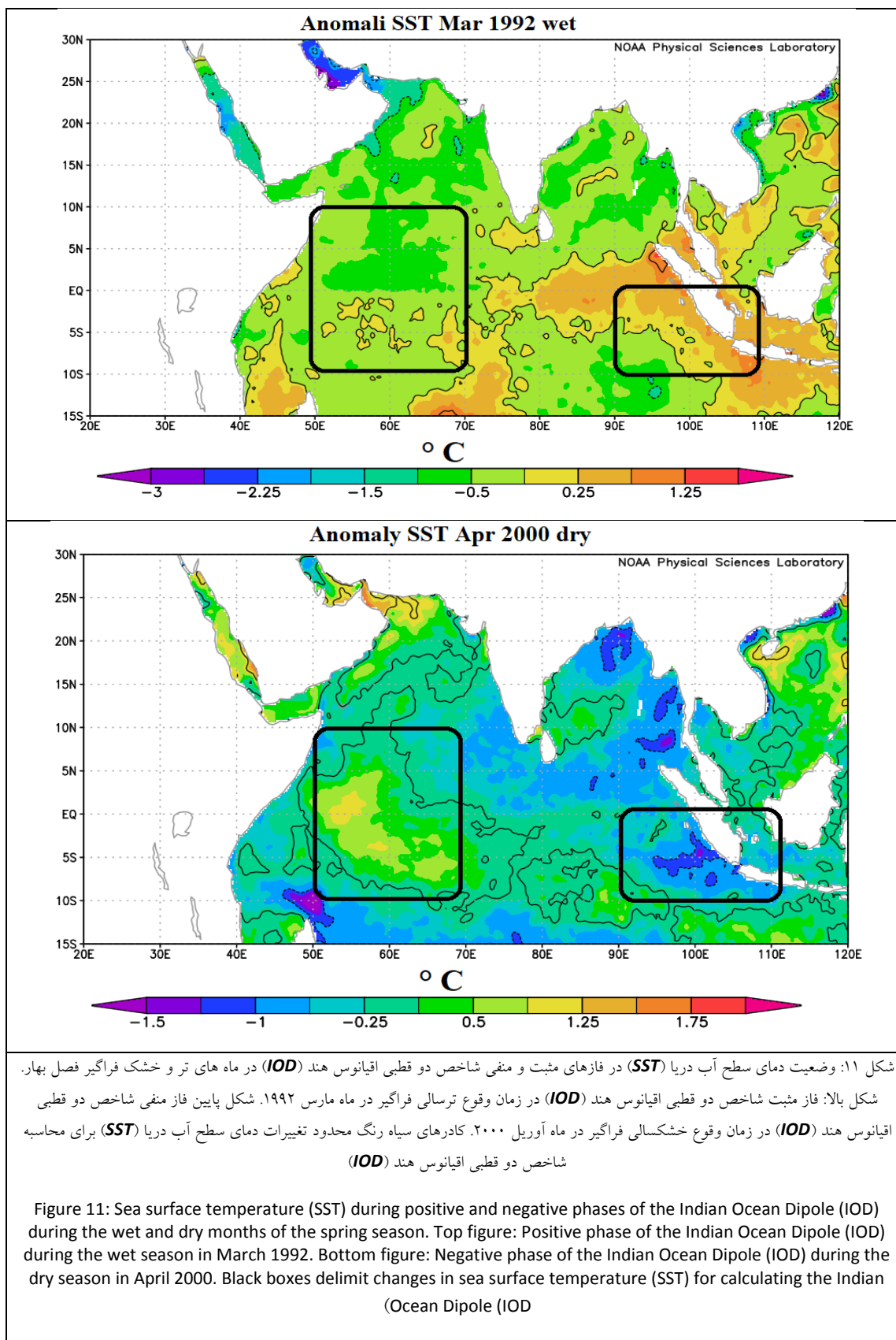


اما برای بررسی این سوال که آیا ارتباطی بین خشکسالی‌ها و ترسالی‌های فراگیر ایران با پدیده دو قطبی اقیانوس هند (IOD) وجود دارد یا خیر؟ مانند دو فصل دیگر مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای ماه‌های تر و خشک فراگیر ایران استخراج گردیدند. با بررسی ماه به ماه مقادیر دو قطبی اقیانوس هند (IOD) با خشکسالی‌ها و ترسالی‌های فراگیر فصل بهار مشاهده شد که تمام خشکسالی‌های فراگیر فصل ایران در فاز مثبت این شاخص رخ داده است. اما برای ترسالی‌های فراگیر ایران مشاهده شد که تنها ۲۶ درصد از ماه‌های مورد مطالعه این فصل در فاز منفی و ۷۴ درصد آن در فاز مثبت بوده‌اند (جدول ۴). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که اثرگذاری این پدیده بر روی خشکسالی‌های فراگیر ایران بیشتر از ترسالی‌های آن می‌باشد. در شکل (۱۱) نقشه‌های نه‌بنجاری دمای سطح دریا برای مارس ۱۹۹۲ و آوریل ۲۰۰۰ که مربوط به یک ماه تر فراگیر و یک ماه خشک فراگیر می‌باشد به روشنی اثرات فازهای مثبت و منفی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) را در وقوع خشکسالی‌ها و ترسالی‌های فراگیر ایران نشان می‌دهد.

جدول ۴- مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در ماه های مارس، آوریل و می همراه با خشکسالی های و ترسالی های فراگیر

Table 4- Indian Ocean Dipole Index (IOD) values in March, April and May with widespread droughts and wet spells

مارس خشک فراگیر		مارس تر فراگیر		آوریل خشک فراگیر		آوریل تر فراگیر		می خشک فراگیر		می تر فراگیر	
سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD	سال	IOD
۲۰۰۷	۰/۲۷۵	۱۹۸۶	-۰/۰۳۴	۱۹۹۹	۰/۱۹۴	۱۹۸۷	۰/۰۴	۱۹۸۷	۰/۳۸۱	۱۹۹۱	۰/۵۸۶
		۱۹۸۸	-۰/۱۴۶	۲۰۰۰	۰/۳۴۴	۱۹۹۱	۰/۴۷۵	۱۹۹۹	۰/۰۳۲	۱۹۹۳	۰/۱۸۶
		۱۹۹۰	۰/۰۲۳	۲۰۱۴	۰/۱۳۶	۱۹۹۲	-۰/۳۵۹			۲۰۰۳	۰/۰۵۱
		۱۹۹۲	-۰/۵۱۱			۱۹۹۴	۰/۵۳۲			۲۰۰۹	۰/۴۶۸
		۱۹۹۵	۰/۱۱۲			۱۹۹۵	-۰/۰۲۴				
		۱۹۹۷	۰/۲۰۵			۲۰۰۱	۰/۳۳۳				
		۲۰۰۲	۰/۱۷۳			۲۰۰۲	-۰/۱۵۷				
		۲۰۰۶	-۰/۰۶			۲۰۰۳	۰/۰۹۴				
		۲۰۱۰	۰/۶۲۸			۲۰۰۵	۰/۲۷۷				
						۲۰۰۶	۰/۱۸۱				
						۲۰۰۸	۰/۰۴۱				
						۲۰۰۹	۰/۳۱۸				
						۲۰۱۵	۰/۱۸۶				



نتیجه گیری

برای محاسبه و شناسایی خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه های مورد مطالعه در گستره ایران زمین از شاخص بارش استاندارد شده (SPI) که یک ابزار بسیار قوی در تحلیل داده های بارش به شمار می رود استفاده شد. با محاسبه شاخص بارش استاندارد شده (SPI) در یک مقیاس ماهانه برای تمامی ایستگاه های مورد مطالعه، ارتباط آماری آنها با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در یک مقیاس ایستگاهی بررسی شدند.

نتایج تحلیل همبستگی بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی های ایران در یک مقیاس ماهانه نشان داد که در ماه های فصل پاییز بین شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) و خشکسالی های ایران در ارتباط همزمان و تاخیر یک ماهه یک همبستگی متوسط مثبت قابل مشاهده است. یعنی با افزایش یا کاهش مقادیر شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) مقادیر شاخص بارش استاندارد شده (SPI) نیز متعاقباً افزایش یا کاهش می یابند. به عبارت دیگر خشکسالی های فصل پاییز ایران در فاز منفی و ترسالی های آن در فاز مثبت این شاخص رخ می دهند. Jahanbakhsh et al (2012: 27) نیز با بررسی اثر پدیده دو قطبی اقیانوس هند بر تغییرپذیری بارش های فصلی استان های جنوبی ایران، این رابطه را برای فصل پاییز مورد تایید قرار داده بودند.

در فصل زمستان نیز همبستگی بین خشکسالی ها و ترسالی های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) در پایین ترین سطح آماری خود قرار داشت. به عبارت دیگر در فصل زمستان بین خشکسالی ها و ترسالی های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) رابطه آماری قوی وجود ندارد. هرچند در برخی تاخیرها به صورت موردی همبستگی هایی در سطح متوسط (۰/۳-۰/۷) مشاهده شد اما این همبستگی ها هیچ الگوی فضایی مشخصی را بر روی ایران نشان نمی دهند.

در نهایت در فصل بهار محاسبه ضرایب همبستگی بین مقادیر شاخص بارش استاندارد شده (SPI) با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) نشان داد که در ارتباط همزمان بین خشکسالی های و ترسالی های ایران به خصوص در نیمه جنوبی آن یک همبستگی منفی متوسط با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) وجود دارد. یعنی با افزایش یا کاهش مقادیر عددی شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD)، مقادیر عددی شاخص بارش استاندارد شده (SPI) نیز کاهش یا افزایش پیدا خواهند کرد. به عبارت دیگر خشکسالی های این فصل ایران در فاز مثبت و ترسالی های آن در فاز منفی رخ می دهند یعنی دقیقاً برعکس فصل پاییز. Khodadi et al (2013: 96) نیز در یک بررسی همدید نقش شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) را در انتقال رطوبت به داخل ایران اثر آن را بر وقوع خشکسالی ها و ترسالی های ایران تایید نموده اند.

در نهایت، با توجه به اینکه داده های مورد استفاده در محاسبه شاخص های مختلف خشکسالی ها و همچنین ماهیت محاسباتی آنها با یکدیگر بسیار متفاوت هستند، لذا پیشنهاد می شود در مطالعات آینده و در یک مطالعه تطبیقی اثر استفاده از شاخص های مختلف خشکسالی ها بر روی کاهش یا افزایش مقادیر ضرایب همبستگی در مطالعات پیوند از دور به صورت جدی مورد توجه قرار گیرد. همچنین از آنجایی که نتایج تحلیل همبستگی بین خشکسالی ها و ترسالی -

های ایران با شاخص دو قطبی اقیانوس هند (IOD) برای اکثر ماه‌های فصل پاییز، زمستان و بهار یک همبستگی ضعیف مستقیم (مثبت) بوده است و با توجه به ارتباطی که این شاخص با شاخص نوسان جنوبی/ال نینو اقیانوس آرام دارد پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده ارتباط ترکیبی این دو شاخص با خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران مورد توجه قرار گیرد.

References

- Armesh, M., Khosravi, M., & Saligheh, M. (2018). Summer precipitation variability analysis and its relationship with the Indian Ocean Dipole (Case study: South-East of Iran). **Journal of Geography and Planning**, 65, 116-134. [In Persian].
- Asakereh, H. (2012). **Fundamentals of statistical climatology**. Zanjan: Zanjan University Pub, 545 p. [In Persian]
- Behbodan, J. (2003). **Non-Parameter Methods**. Iran: Payame Noor University pub.
- Behera, S. K., Krishnan, R., & Yamagata, T. (1999). Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. **Geophysical Research Letters**, 26(19), 3001-3004. <https://doi.org/10.1029/1999GL010434>
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Journal of Physical Oceanography**, 97, 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Birkett, C., Murtugudde, R., & Allan, T. (1999). Indian ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh. **Geophysical Research Letters**, 26(8), 1031-1034. <https://doi.org/10.1029/1999GL900165>
- Chambers, D. P., Tapley, B. D., & Stewart, R. H. (1999). Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 104(C2), 3035-3047. <https://doi.org/10.1029/1998JC900085>
- Flohn, H. (1987). East African rains of 1961/62 and the abrupt change of the White Nile discharge. **Paleoecology of Africa**, 18, 3-18.
- Gill, A. E. (1982). **Atmosphere-ocean dynamics**. New York: Academic Press.
- Goswami, B. N., Krishnamurthy, V., & Annmalai, H. (1999). A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 554(125), 611-633. <https://doi.org/10.1002/qj.49712555412>
- Grove, A. T. (1996). African river discharges and lake levels in the twentieth century. In **Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes** (1st ed., pp. 6). Berlin: Routledge pub.
- Hisard, P. (1980). Observation de réponses de types 'El Niño' dans l'Atlantique tropical oriental Golfe de Guinée. **Oceanologica Acta**, 3(1), 69-78. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23296/21123.pdf>
- Jahanbakhsh, S., Sari Saraf, B., Ghaemi, H., & Pourasghar, F. (2012). Studying the influence of Indian Ocean dipole phenomenon on seasonal rainfall variability over the southern provinces of Iran. **Geographical Research**, 26(4), 27-46. [In Persian].
- Kagan, B. A. (1995). **Ocean-atmosphere interaction and climate modelling**. Cambridge: Cambridge University Pub.
- Kite, G. W. (1981). Recent changes in level of Lake Victoria. **Hydrological Sciences Bulletin**, 26(3), 233-243. <https://doi.org/10.1080/02626668109490883>

- Khodadi, M. M., Azadi, M., & Rezazadeh, P. (2013). Moisture sources and transport over Iran and its interaction with Indian monsoon and subtropical high. **Iranian Journal of Geophysics**, 7(2), 96-113. [In Persian]
- Kunii, O., Kanagawa, S., Yajima, I., Hisamatsu, Y., Yamamura, S., Amagai, T., & Ismail, I. T. S. (2002). The 1997 haze disaster in Indonesia: Its air quality and health effects. **Archives of Environmental Health**, 57(1), 16-22. <https://doi.org/10.1080/00039890209602912>
- Lamb, H. H. (1966). Climate in the 1960's changes in the world's wind circulation reflected in prevailing temperatures, rainfall patterns and the levels of the African lakes. **The Geographical Journal**, 132(2), 183-212. <https://doi.org/10.2307/1792334>
- Lau, N.-C., & Nath, M. J. (1996). The role of the 'atmospheric bridge' in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. **Journal of Climate**, 9(9), 2036-2057. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2)
- Liss, P. S., & Johnson, M. T. (2014). **Ocean-atmosphere interactions of gases and particles**. Heidelberg: Springer Berlin pub.
- Manatsa, D., Chipindu, B., & Behera, S. K. (2012). Shifts in IOD and their impacts on association with East Africa rainfall. **Theoretical and Applied Climatology**, 110(1-2), 115-128. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0610-5>
- Marchant, R., Mumbi, C., Behera, S., & Yamagata, T. (2006). The Indian Ocean dipole – the unsung driver of climatic variability in East Africa. **African Journal of Ecology**, 45(1), 4-16. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2028.2006.00707.x>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**, 1993 January 17-22. California: Anaheim pub (pp. 179-184) <https://doi.org/10.1175/1993JCA000001>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1995). Drought monitoring with multiple time scales. **Proceedings of the 9th Conference on Applied Climatology**. Dallas, Texas. (pp.233-236). <https://doi.org/10.1175/1995JC900000>
- Meyers, G. (1996). Variation of Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 101(C5), 12255-12263. <https://doi.org/10.1029/95JC03729>
- Murtugudde, R., McCreary Jr., J. P., & Busalacchi, A. J. (2000). Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997–1998. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 105(C2), 3295-3306. <https://doi.org/10.1029/1999JC900294>
- Odingo, R. S. (1962). The abnormal and unseasonal rains in East Africa. **The Geographical Review**, 52(3), 440-442. <http://erepository.uonbi.ac.ke:8080/xmlui/handle/123456789/45455>
- Pan, X., Chin, M., Ichoku, C. M., & Field, R. D. (2018). Connecting Indonesian fires and drought with the type of El Niño and phase of the Indian Ocean Dipole during 1979–

2016. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 123(15), 7974-7988. <https://doi.org/10.1029/2018JD028402>
- Pant, G. B., & Parthasarathy, S. (1981). Some aspects of an association between the southern oscillation and indian summer monsoon. **Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Series B**, 29(4), 245-252. <https://doi.org/10.1007/BF02263246>
 - Potemra, J. T., & Lukas, R. (1999). Seasonal to interannual modes of sea level variability in the western Pacific and eastern Indian oceans. **Geophysical Research Letters**, 26(3), 365-368. <https://doi.org/10.1029/1998GL900280>
 - Reppin, J., Schott, F. A., Fischer, J., & Quadfasel, D. (1999). Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual cycle and interannual variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 104(C7), 15495-15514. <https://doi.org/10.1029/1999JC900093>
 - Reverdin, G., Cadet, D. L., & Gutzler, D. (1986). Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 112(471), 43-67. <https://doi.org/10.1002/qj.49711247104>
 - Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, 397(6814), 360-363. <https://doi.org/10.1038/43854>
 - Saji, N. H., & Yamagata, T. (2003). Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. **Climate Research**, 25(2), 151-169. <https://doi.org/10.3354/cr025151>
 - Saji, N. H., & Yamagata, T. (2003). Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. **Journal of Climate**, 16(16), 2735-2751. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2)
 - Ummenhofer, C. C., England, M. H., McIntosh, P. C., Meyers, G. A., Pook, M. J., Risbey, J. S., Sen Gupta, A., & Taschetto, A. S. (2009). What causes southeast Australia's worst droughts? **Geophysical Research Letters**, 36(4). <https://doi.org/10.1029/2008GL036801>
 - Vinayachandran, P. N., Saji, N. H., & Yamagata, T. (1999). Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994. **Geophysical Research Letters**, 26(11), 1613-1616. <https://doi.org/10.1029/1999GL900179>
 - Vishnu, S., Francis, P. A., Ramakrishna, S. S. V. S., & Shenoi, S. S. C. (2019). On the relationship between the Indian summer monsoon rainfall and the EQUINO in the CFSv2. **Climate Dynamics**, 52, 1263-1281. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4190-7>
 - Wallace, J. M., Rasmusson, E. M., Mitchell, T. P., Kousky, V. E., Sarachik, E. S., & von Storch, H. (1998). On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 103(C7), 14241-14259. <https://doi.org/10.1029/97JC02905>

- Wang, C., Xie, S.-P., & Carton, J. A. (2004). **Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction—From Basin to Global Scales**. Washington: American Geophysical Union pub.
- Weare, B. C. (1979). A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 36(12), 2279–2291. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<2279:ASSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<2279:ASSOTR>2.0.CO;2)
- Webster, P. J., Moore, A. M., Loschnigg, J. P., & Leben, R. R. (1999). Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. **Nature**, 6751(401), 356-360. <https://doi.org/10.1038/43848>
- Yu, L., & Rienecker, M. M. (1999). Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997–98 El Niño. **Geophysical Research Letters**, 26(6), 735-738. <https://doi.org/10.1029/1999GL900072>
- Zebiak, S. E. (1993). Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, 8(6), 1567–1586. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2)

Analyzing relationship between of Indian Ocean Dipole (IOD) pattern and drought and wet years in Iran

Zahed Deldarzehi: M.Sc. of climatology, Geography and environmental Planning Faculty, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

Peyman Mahmoudi: Department of Physical Geography, Geography and environmental Planning Faculty, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

Mahmood Khosravi: Department of Physical Geography, Geography and environmental Planning Faculty, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract

The research mostly aims to investigate the correlation analysis of the Indian Ocean Dipole (IOD) index and drought and wet years in Iran on a monthly basis. To this aim, a correlation analysis was performed between the Standardized Precipitation Index (SPI) of 63 synoptic stations in Iran and the Indian Ocean Dipole (IOD) index values using the Pearson product-moment correlation coefficient. The findings suggested that in autumn, a moderate positive correlation was noted between the Indian Ocean Dipole (IOD) Index and drought and wet years in Iran in a one-month lag. In other words, droughts of the autumn season in Iran occurred in the negative phase while wet years in the positive phase of this index. In the winter, however, no significant correlation was noted between the drought and wet years in Iran and the Indian Ocean Dipole (IOD) index. It was also noted in springs that there was a negative correlation between drought and wet years in Iran, especially in its southern parts and the Indian Ocean Dipole (IOD) index. In other words, the droughts in this season in Iran occurred in the positive phase while the wet years in the negative phase, i.e., exactly the opposite of the relationship seen in the autumn.

Keywords: Tele-connection, Pearson product-moment correlation coefficient, Spearman's rank correlation coefficient, time lag, drought, wet year, Iran

Introduction

The Indian Ocean Dipole (IOD) is a climate phenomenon in the Indian Ocean. The Indian Ocean dipole is the difference in sea surface temperatures (SSTs) between the Eastern and Western regions of the Indian Ocean. The IOD can significantly impact weather patterns and climate in the surrounding areas, including parts of Africa, Southeast Asia, and Australia. As a result, the Indian Ocean Dipole climate index is closely watched by long-range forecasters because of this phenomenon's impact on subseasonal and seasonal timescales. The negative phase of the IOD is driven by cooler-than-normal SSTs off the coast of Africa and warmer-than-normal SSTs to the west of Indonesia. This configuration of surface sea temperatures boosts normal circulation. The more robust circulation brings more consistent westerly winds over the ocean, more vigorous convection over Indonesia, and often drought conditions for the Horn of Africa. This pattern is consistent with La Niña (negative phase of ENSO). The positive phase of the IOD is driven by warmer-than-normal SSTs off the coast of Africa and cooler-than-normal SSTs to the west of Indonesia. This configuration of surface sea temperatures reverses normal circulation, with easterly winds setting up across the equatorial Pacific. The reversed circulation suppresses convection over Indonesia, leading to predominantly dry weather and the potential for drought. Over the Horn of Africa, convection is enhanced, and rainfall is much more abundant than usual. This pattern is consistent with El Niño (the positive phase of ENSO). Therefore, this study aims

to statistically model the relationship between the variability of the Indian Ocean Dipole (IOD) index and droughts in Iran at a station scale.

Materials and Methods

The research mostly aims to investigate the correlation analysis of the Indian Ocean Dipole (IOD) index and drought and wet years in Iran on a monthly basis. To this aim, a correlation analysis was performed between the Standardized Precipitation Index (SPI) of 63 synoptic stations in Iran and the Indian Ocean Dipole (IOD) index values using the Pearson product-moment correlation coefficient.

Results and Discussion

The results of the correlation analysis between the Indian Ocean Dipole (IOD) index and droughts in Iran on a monthly scale showed that during the autumn months, there is a moderate positive correlation observed between the Indian Ocean Dipole (IOD) index and droughts in Iran, both in simultaneous and one-month lagged relationships. This means that with the increase or decrease in the values of the Indian Ocean Dipole (IOD) index, the values of the standardized precipitation index (SPI) also subsequently increase or decrease. In the winter season, the correlation between droughts and floods in Iran with the Indian Ocean Dipole (IOD) index was at its lowest statistical level. In other words, there is no strong statistical relationship between droughts and floods in Iran and the Indian Ocean Dipole (IOD) index during the winter season. Finally, in the spring season, the calculation of the correlation coefficients between the values of the standardized precipitation index (SPI) and the Indian Ocean Dipole (IOD) index showed that there is a moderate negative correlation in the simultaneous relationship between droughts and wet periods in Iran, particularly in its southern half. This means that with an increase or decrease in the numerical values of the Indian Ocean Dipole (IOD) index, the standardized precipitation index (SPI) will also decrease or increase. In other words, the droughts in this season in Iran occur during the positive phase, while the wet periods occur during the negative phase.

Conclusion

The findings suggested that in autumn, a moderate positive correlation was noted between the Indian Ocean Dipole (IOD) Index and drought and wet years in Iran in a one-month lag. In other words, droughts of the autumn season in Iran occurred in the negative phase while wet years in the positive phase of this index. In the winter, however, no significant correlation was noted between the drought and wet years in Iran and the Indian Ocean Dipole (IOD) index. It was also noted in springs that there was a negative correlation between drought and wet years in Iran, especially in its southern parts and the Indian Ocean Dipole (IOD) index. In other words, the droughts in this season in Iran occurred in the positive phase while the wet years in the negative phase, i.e., exactly the opposite of the relationship seen in the autumn.