

نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۲، شماره ۶۵، پاییز ۱۳۹۷، صفحات ۱۸-۱

تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۱/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۵/۲۶

تحلیل تغییرپذیری دوره‌های بارش تابستانه و آشکارسازی ارتباط آن با الگوی دوقطبی اقیانوس هند (IOD) (مطالعه موردی: جنوب شرق ایران)

محسن آرامش^۱

محمود خسروی^۲

محمد سلیقه^۳

چکیده

این مطالعه به منظور بررسی تغییرپذیری بارش‌های تابستانه ایستگاه‌های منتخب جنوب شرق ایران انجام شد و ارتباط این بارش‌ها با شاخص IOD بررسی گردید. بدین منظور از آمار هفتگی بارش ماه‌های ژوئن تا سپتامبر ایستگاه‌های زاهدان، کرمان، بندرعباس، ایرانشهر و بم و همچنین داده‌های هفتگی شاخص IOD استفاده شد. روش انجام مطالعه آزمون همبستگی و تبدیل موجک گسسته می‌باشد. نتایج تحلیل همبستگی نشان داد که شاخص دوقطبی با بارش تابستانه ایرانشهر، بندرعباس و زاهدان ارتباط مثبت و معناداری در سطح ۹۹ و ۹۵ درصد دارد ولی با بارش تابستانه کرمان و بم حتی ارتباط نزدیک به سطح معناداری را نشان نداد. همچنین افزایش تعداد سطح تجزیه داده‌های بارش در تبدیل موجک به بیش از ۴ سطح سبب کاهش همبستگی بین تقریب بارش ایستگاه‌ها و شاخص IOD شد. تجزیه داده‌ها با تبدیل موجک گسسته نشان داد که

۱- دکتری اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان (نویسنده مسئول)

Email:Khosravi@Gep.usb.ac.ir

۳- دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی تهران

مهمترین چرخه در شاخص IOD با تکرار ۱۱ ساله رخ داده است. زاهدان و ایرانشهر چرخه‌های تناوبی نسبتاً مشابهی را نشان دادند. در بندرعباس و بم چرخه ۱۱ ساله و در کرمان چرخه غالب ۷ ساله آشکار شد. از نظر نواحی تحت تأثیر شاخص IOD به نظر می‌رسد که نواحی ساحلی جنوب-شرق و نواحی که تحت تأثیر کم‌فشارهای پاکستان و خلیج فارس هستند بیشتر تحت تأثیر شاخص IOD باشند.

واژگان کلیدی: بارش تابستانه، تغییرپذیری، شاخص IOD، تبدیل موجک، جنوب‌شرق ایران.

مقدمه

بحران منابع آب با افزایش جمعیت و تغییرات الگوهای بارشی در اثر تغییرپذیری اقلیم مهمترین چالش اغلب کشورها بویژه نواحی مستقر در کمربند بیابانی کره زمین است. جنوب‌شرق ایران با اقلیم خشک و نیمه‌خشک بخش اندکی از بارش سالانه ایران را دریافت می‌کند. از طرفی همین بارش ناچیز بسیار نامتوازن در پهنه جنوب‌شرق ایران نازل می‌شود. تغییرات این بارش‌ها بسیار شدید بوده و به همین دلیل برنامه‌ریزی در سطوح مختلف مدیریتی را دشوار کرده‌است. این مطالعه به دنبال بررسی تغییرپذیری دوره‌ای بارش تابستانه در ایستگاه‌های منتخب جنوب‌شرق ایران است. منطقه جنوب‌شرق ایران هر ساله بخشی از نیاز آبی خود را از بارش‌های تابستانه دریافت می‌کند و این بارش‌ها که غالباً ناشی از گسترش زبانه مونسون می‌باشند نقش مهمی در اقتصاد کشاورزی این منطقه دارند. این بارش‌ها با تغییرات دمای سطح آب در اقیانوس هند ارتباط دارند. در زمان بلوغ دوقطبی اقیانوس هند^۱ (IOD)، که در طول سپتامبر تا اکتبر رخ می‌دهد شرق اقیانوس هند استوائی بطور غیرمعمولی سرد شده و غرب اقیانوس هند استوائی به صورت غیرمعمولی گرم می‌شود. ناهنجاری منفی دمای سطح دریا (SSTA) سبب فرونشینی جوی در شرق می‌شود درحالی‌که شرایط ناهنجاری مثبت SSTA سبب حرکت‌های صعودی در غرب می‌شود (Vinayachandran et al., 2009: 571). استفاده از رویداد IOD می‌تواند منجر به درک

1. Indian Ocean Dipole (IOD)



بهتر و پیش‌بینی تنوع بارش شود و بینش مفید برای مدیریت محیط زیست و به حداقل رساندن زیان در بخش‌های اقتصادی تحت تاثیر شود (Harou et al., 2006: 46). در رابطه با تغییرپذیری بارش مطالعات زیادی انجام شده‌است. خورشیددوست و قویدل‌رحیمی (۱۳۸۵) با بررسی تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان آذربایجان شرقی دریافتند که ارتباط مثبت بین شاخص چند متغیره انسو و بارش ایستگاه‌های آذربایجان شرقی وجود دارد. خسروی و پودینه (۱۳۸۹) و لشکری و کیخسروی (۱۳۸۹) اثرات اقلیمی چرخند حاره‌ای گونو بر سواحل دریای عمان را بررسی نموده‌اند و نشان داده‌اند چگونه آشفتگی و رطوبت این چرخند حاره‌ای سواحل جنوبی شرقی ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. جهانبخش و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از تحلیل طیفی بین شاخص دوقطبی اقیانوس هند و نوسان‌های بارش فصل پاییز نتیجه گرفتند که طی دوره کمتر از سه سال همبستگی متقابل و معنی‌داری در ایستگاه‌های اهواز، چابهار، بوشهر و آبادان مشاهده شده‌است. خسروی و همکاران (۱۳۹۰) با بررسی اثر SST دریای عمان روی بارش زمستانه جنوب شرق ایران دریافتند که SST بر روی الگوهای نم نسبی و خطوط جریان سطح دریا به عنوان مکانیزم اصلی تغییر میزان بارندگی تاثیر دارد. رورده و همکاران (۱۳۹۳) با روش هارمونیک تغییرپذیری بارش حدی ایران را بررسی کردند و دریافتند که در غالب نواحی تغییرات بارش حدی دارای الگوی سالانه است. سلیقه و همکاران (۱۳۹۴) با انجام تحلیل طیفی روی روند و چرخه‌های بارش سالانه در حوضه‌های آبریز حله و مند دریافتند که در همه ایستگاه‌ها، بارش سالانه دارای روند کاهشی است. جلالی و همکاران (۱۳۹۶) برای بررسی بارش‌های سنگین تابستانه سواحل جنوبی دریای خزر از روش همدیدی استفاده کردند و دریافتند که نفوذ سامانه پرفشار و شکل‌گیری جریانات سرد و مرطوب شمالی و همچنین وقوع همرفت گسترده مهمترین عامل این بارش‌ها می‌باشد. لشکری و همکاران (۱۳۹۷) برای بررسی بارش‌های زودرس جنوب غرب ایران از روش همدید استفاده کردند و سه الگو را بانی بارش-های زودرس جنوب غرب ایران شناسایی کردند. همچنین در منابع لاتین، کانتل‌هاردت^۱ و همکاران (۲۰۰۳) با روش تبدیل موجک تغییرات دبی رودخانه و بارش‌های سنگین را

بررسی کردند. در مقیاس زمانی طولانی، بالای چند هفته اوج رواناب با توان نوسانی مختلف از رودخانه‌ای به رودخانه دیگر در عرضهای مختلف قابل بررسی است. هارو و همکاران^۱ (۲۰۰۶) با بررسی اثر شاخص IOD بر بارش جزیره سیشیلز^۲ دریافتند که SST مشاهده‌شده و ناهنجاری باد منطقه‌ای مؤثر بر بارش در غرب استوایی اقیانوس هند (EWIO) از پارامترهای ناشی از دوقطبی هستند که تنوع میزان بارش در جنوب‌غربی اقیانوس هند را نشان می‌دهد. پرتالا و کیسی^۳ (۲۰۰۷) با بکارگیری تبدیل موجک و مدل پیوسته فازی-عصبی برای پیش‌بینی بارش در سه ایستگاه ترکیه دریافتند که مدل ترکیبی فازی-عصبی و موجک دقت بالایی بویژه در پیش‌بینی بارش تابستانه دارد. ازگرا و همکاران^۴ (۲۰۱۰) با بررسی داده‌های بارش ۴۳ ایستگاه ایالت تگزاس آمریکا دریافتند که نتایج تبدیل موجک برای شناسایی الگوهای بارش مناسب‌است. نالی و همکاران^۵ (۲۰۱۲) برای تحلیل روند بارش و رواناب در کبک و انتاریو^۶ کانادا از تبدیل موجک گسسته و آزمون من‌کندال بهره گرفتند و دریافتند که روند بارش و رواناب از میانه دهه ۱۹۶۰ تا اوایل دهه ۱۹۷۰ مثبت بوده‌است. خروجی تبدیل موجک و آزمون من‌کندال تکرار رویدادهای تا ۴ سال را نشان داد. کیسی و سیمن^۷ (۲۰۱۲) به منظور پیش‌بینی بارش روزانه در ازمیر و افیون ترکیه از مدل SVM و تبدیل موجک گسسته استفاده کردند. بررسی نتایج نزدیکی دقت این مدل‌ها با شبکه عصبی و برتری آن نسبت به مدل رگرسیونی را تایید کرد. ژا و همکاران^۸ (۲۰۱۴) با بررسی تغییرات بارش‌های فرین در حوضه رودخانه‌پیرل چین دریافتند که تغییرپذیری دوره-ای ۷ و ۱۴ ساله در بارش فرین را وجود دارد. هیا و همکاران^۹ (۲۰۱۵) مدل عصبی-موجکی هیبریدی (HWNN) را برای پیش‌بینی بارش ماهانه در استرالیا بکار گرفتند و دریافتند که مدل (HWNN) بطور قابل ملاحظه‌ای سبب بهبود نتایج پیش‌بینی بارش

1. Harou
2. Seychelles
3. Partala and Kişi
4. Ozgera et al.
5. Nalley et al
6. Quebec and Ontario
7. Kisi and Cimen
8. Zhao et al
9. Hea et al

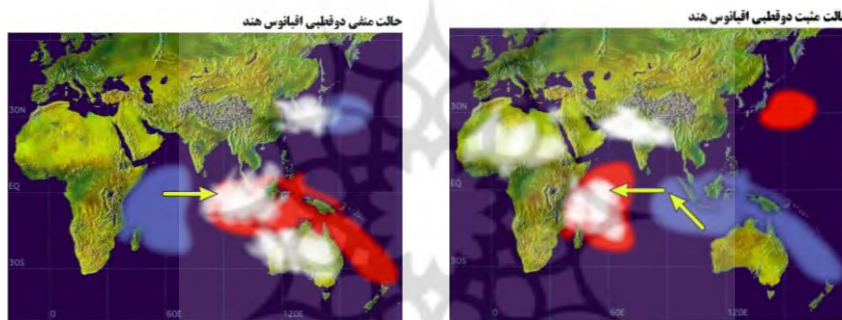
ماهانه نسبت به سایر مدلها می شود. رشیدا و همکاران^۱ (۲۰۱۵) روند تغییرات بارش‌های نقطه‌ای جنوب استرالیا را با تبدیل موجک پیوسته بررسی کردند. این مطالعه نشان داد که اجزای دوره ممکن است روند قابل توجهی داشته باشند حتی زمانی که روند قابل توجهی در داده‌های اصلی وجود ندارد. هرمیدا و همکاران^۲ (۲۰۱۵) با مطالعه روی ارتباط بارش ماهانه و وقوع تگرگ در جنوب غرب فرانسه نتیجه گرفتند که در پیرنه روند منفی غیرقابل توجهی بین بارش و افزایش روزهای همراه با تگرگ و شدت تگرگ وجود دارد. که نزدیک به سطح معنی‌داری است. میتی و همکاران^۳ (۲۰۱۶) با استفاده از تبدیل موجک، خشکسالی در حوضه بالادست رودخانه ماهانادی^۴ هند را مطالعه کردند. نتایج نشان داد که تحلیل موجک روی خشکسالی هواشناختی مناسبتر از خشکسالی هیدرولوژیکی بود. چن و همکاران^۵ (۲۰۱۶) با بررسی روند جریان رودخانه و بارش در حوضه هوانگ فوچوان چین دریافتند که جریان رودخانه روند منفی معنادار و بارش روند معناداری ندارد. بررسی مطالعات داخلی و خارجی نشان دهنده این واقعیت است که در ایران مطالعات مرتبط با بارش دوره گرم سال به خاطر نوسان بالای بارش و درصد ناچیز آن از بارش سالانه، کمتر مورد اقبال پژوهشگران قرار گرفته‌است. بنابراین در این مطالعه تغییرپذیری بارش تابستانه ایستگاه‌های منتخب جنوب شرق ایران و ارتباط آن با دوقطبی اقیانوس هند با روش تحلیل موجک و آزمون همبستگی بررسی خواهد شد.

مبانی نظری تحقیق

ساجی^۶ و همکاران در سال ۱۹۹۹ دمای آب در اقیانوس هند را طی بازه زمانی ۴۰ ساله مطالعه کردند. آنها با استفاده از بررسی الگوهای دمای سطح دریا، بردار بادهای سطحی و جریان‌های دریایی موفق به کشف حالت دوقطبی دمایی اقیانوس هند شدند. در واقع دوقطبی اقیانوس هند به ناهنجاری دمایی اطلاق شده که شرایط گرمتر از نرمال در غرب

1. Rashida et al
2. Hermida et al
3. Maity et al
4. Mahanadi
5. Chen et al
6. Saji

اقیانوس هند (50 E-70 E, 10 S-10 N) و سردتر از شمال در شرق اقیانوس هند (90 E-110 E, 10 S-00) همراه با باد و بارش حاکم باشد (Saji et al., 1999: 361). شکل ۱ فاز مثبت و منفی دوقطبی اقیانوس هند را نشان می‌دهد. در زمان فاز مثبت شاخص IOD شرایط صعود همرفتی در غرب اقیانوس هند ایجاد شده و شرایط ناپایداری در شرق آفریقا، شبه جزیره هند، بخشهایی از ایران و کشورهای مجاور را متأثر می‌سازد. ولی در فاز منفی آن به علت سرمایش بیش از حد شمال آب در غرب اقیانوس هند، شرایط فرونشینی و پایداری هوا ایجاد می‌شود (آژانس ژاپنی علم و تکنولوژی زمین - دریا^۱).



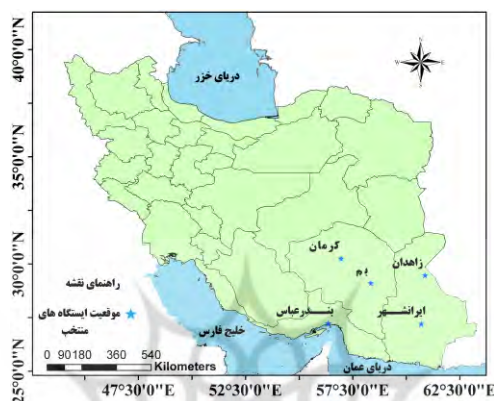
شکل ۲: فاز مثبت و فاز منفی پدیده دوقطبی اقیانوس هند (منبع: آژانس علم و تکنولوژی زمین - دریا ژاپن)

مواد و روش‌ها

این مطالعه از نوع آماری و بر مبنای تحلیل سری زمانی در قلمرو فرانسه می‌باشد. از تابع چگالی طیفی (تبدیل موجک) برای تحلیل سری زمانی بارش هفتگی تابستانه در ایستگاه‌های منتخب جنوب شرق ایران استفاده شد. همچنین به سبب نقص آماری اغلب ایستگاه‌ها و نداشتن آمار روزانه طولانی‌مدت، ایستگاه‌های منتخب فقط شامل ایران‌شهر، بم، زاهدان، کرمان و بندرعباس طی بازه زمانی ۲۰۱۵-۱۹۸۲ (۳۴ سال) می‌باشند (شکل ۲). داده‌های تحقیق شامل بارش هفتگی ماه‌های ژوئن، جولای، آگوست و سپتامبر و داده‌های

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

هفتگی شاخص IOD می‌باشند که از سازمان هواشناسی کشور و آژانس علم و تکنولوژی زمین - دریا ژاپن تهیه گردید.



شکل ۲: موقعیت ایستگاه‌های منتخب جنوب شرق ایران

به منظور انجام محاسبات سری زمانی بارش ایستگاه‌های منتخب بطور هفتگی بر اساس شمارش ژولیوسی شاخص IOD مرتب گردید. سپس با استفاده از تبدیل موجک گسسته، تعداد سطح تجزیه سیگنال با توجه به خصوصیات فرکانسی سیگنال به گونه‌ای انتخاب می‌شود که تشابه‌اش را با سیگنال اصلی از دست ندهد. در عین حال نویزهای سیگنال کاهش یابد و چرخه‌های غالب سری قابل تشخیص باشد. همچنین با استفاده از آزمون همبستگی پیرسون ارتباط بین سری زمانی بارش ایستگاه‌ها و زیرسری‌های بارش با شاخص IOD بررسی می‌شود.

تبدیل موجک گسسته (DWT¹)

در تبدیل موجک، سیگنال (سری زمانی) با توجه به خصوصیات فرکانسی آن به دو بخش تقریب^۲ و جزئیات^۳ تقسیم می‌شود. تقریب در واقع نتیجه حذف فرکانس‌های مزاحم است که مانع تخمین درست سیگنال غالب می‌شوند. بنابراین تحلیل اصلی بر روی تقریب

1. Discrete Wavelet Transform
2. Approximate
3. Detail

نهایی هر سیگنال انجام می‌شود. تبدیل موجک گسسته بر اساس محاسبه دوتایی از مرتبه و مقیاس یک سیگنال است. یک DWT به صورت زیر نوشته شود:

$$\Psi_{a,b} \left(\frac{t-\gamma}{s} \right) = s_0^{-a/2} \Psi \left(\frac{t-b\gamma_0 s_0^a}{2^a} \right) \quad \text{رابطه ۱}$$

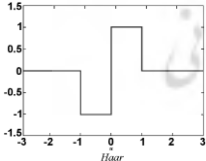
که Ψ نشان‌دهنده موجک مادر؛ a و b اعداد صحیح کنترل گسترش موجک (مقیاس) و S_0 یک گام گسترش ثابت که ارزش آن بیشتر از ۱ است و γ_0 پارامتر مکان که ارزش آن بزرگتر از صفر است. بطور کلی در عمل پارامترهای S_0 و γ_0 به ترتیب ۲ و ۱ هستند.

یک سری زمانی x_t گسسته که در آن x_t در زمان گسسته t رخ می‌دهد. ضریب موجک برای DWT به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$W_{\Psi}(a,b) = 2^{-a/2} \sum_{t=0}^{N-1} x_t \Psi \left(\frac{t}{2^a} - b \right) \quad \text{رابطه ۲}$$

که $W_{\Psi}(a,b)$ ضرایب موجک محاسبه شده در مقیاس $s=2^a$ و موقعیت $b=2^a$ که تغییرات سیگنال در مقیاس و موقعیت‌های مختلف را نشان می‌دهد (Chen et al., 2016: 6).

در این مطالعه موجک مادر هار استفاده شد. این موجک، ساده، سریع و با حافظه کارآمد است که به صورت زیر توصیف می‌شود (Okkan, 2012: 1446):



$$\Psi(t) = \begin{cases} 1 & 0 \leq t < \frac{1}{2} \\ -1 & \frac{1}{2} \leq t \leq 1 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad \text{رابطه ۳}$$

یافته‌ها و بحث

ارتباط بارش هفتگی تابستانه ایستگاه‌ها با شاخص IOD نشان داد که بارش هفتگی بندرعباس بیشترین ارتباط را با شاخص IOD دارد. بارش تابستانه بندرعباس با شاخص IOD و تأخیر شاخص IOD با ۵ هفته تأخیر در سطح ۹۹ درصد و با تأخیرهای ۱، ۲، ۴ و ۶ هفته‌ای شاخص IOD در سطح ۹۵ درصد ارتباط مثبت و معناداری دارد. بارش تابستانه ایرانشهر نیز با شاخص IOD با ۵ هفته تأخیر در سطح ۹۹ درصد و با شاخص IOD و تأخیرهای ۱، ۴، ۶ و ۷ هفته‌ای شاخص IOD در سطح ۹۵ درصد ارتباط مثبت و معناداری دارد. نتایج آزمون همبستگی بین شاخص IOD و بارش هفتگی ایستگاه‌های زاهدان، کرمان و بم هیچ گونه ارتباط معناداری را نشان نداد (جدول ۱).

جدول ۱: ارتباط دوقطبی اقیانوس هند با بارش تابستانه ایستگاه‌های منتخب جنوب شرق

| IOD 7 | IOD 6 | IOD 5 | IOD 4 | IOD 3 | IOD 2 | IOD 1 | IOD | شاخص دوقطبی اقیانوس هند | |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------------|----------|
| ۰/۰۷۷ | ۰/۰۸۶ | -۰/۱۱۶ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۷۶ | ۰/۰۹۲ | ۰/۰۸۳ | ۰/۱۲۸ | R | بندرعباس |
| ۰/۰۶۶ | ۰/۰۴۰ | -۰/۰۰۵ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۷۰ | -۰/۰۲۸ | ۰/۰۴۸ | ۰/۰۰۲ | sig | |
| -۰/۰۳۶ | -۰/۰۳۴ | -۰/۰۳۵ | -۰/۰۰۷ | -۰/۰۵۲ | -۰/۰۴۲ | -۰/۰۳۴ | -۰/۰۲۰ | R | بم |
| ۰/۳۷۹ | ۰/۴۱۰ | -۰/۳۸۹ | ۰/۸۷۴ | ۰/۲۰۳ | ۰/۳۰۶ | ۰/۴۰۹ | ۰/۶۲۱ | sig | |
| ۰/۰۰۳ | -۰/۰۳۵ | -۰/۰۴۸ | -۰/۰۱۴ | -۰/۰۳۳ | -۰/۰۲۰ | -۰/۰۲۹ | -۰/۰۱۰ | R | کرمان |
| ۰/۹۴۶ | ۰/۴۰۲ | -۰/۲۴۷ | ۰/۷۴۳ | ۰/۴۱۸ | -۰/۶۲۴ | ۰/۴۸۸ | ۰/۸۱۶ | sig | |
| ۰/۰۴۹ | ۰/۰۴۰ | -۰/۰۳۴ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۲۶ | -۰/۰۰۳ | -۰/۰۰۳ | ۰/۰۱۷ | R | زاهدان |
| ۰/۲۳۵ | ۰/۳۳۴ | -۰/۴۰۶ | ۰/۳۵۸ | ۰/۵۲۵ | ۰/۹۵۰ | ۰/۹۴۲ | ۰/۶۷۴ | sig | |
| ۰/۰۹۰ | ۰/۱۰۴ | -۰/۱۰۸ | ۰/۰۹۷ | ۰/۰۷۸ | ۰/۰۷۳ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۹۸ | R | ایرانشهر |
| ۰/۰۲۹ | ۰/۰۱۱ | -۰/۰۰۹ | ۰/۰۱۸ | ۰/۰۵۹ | -۰/۰۷۴ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۱۷ | sig | |

در جدول ۲ ارتباط بین شاخص IOD با بارش هفتگی تابستانه و تجزیه آن در تبدیل موجک (تقریب (A) و جزئیات (D)) نشان می‌دهد که علاوه بر بندرعباس و ایرانشهر، زاهدان نیز در تقریب سطح ۴ در سطح ۹۹ درصد و در تقریب سطح ۳ در سطح ۹۵ درصد با

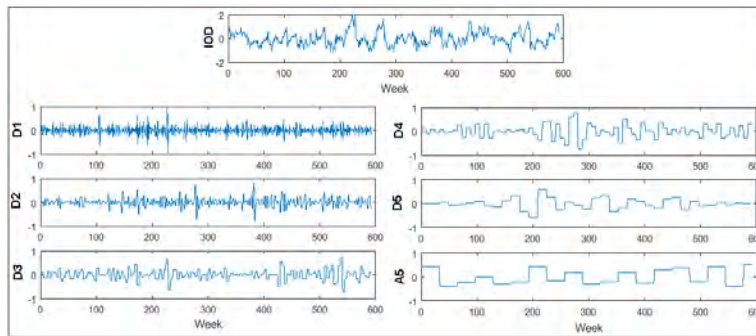
شاخص IOD ارتباط معناداری دارد. ولی ایستگاه‌های کرمان و بم هیچ گونه ارتباط معناداری را نشان ندادند. همچنین بارش هفتگی تابستانه ایستگاه‌های ایرانشهر و بندرعباس با تقریب سطح ۴ ارتباط مثبت بسیار قوی‌تری را با شاخص IOD نشان می‌دهند. افزایش تعداد سطح‌ها در تبدیل موجک گسسته سبب کاهش همبستگی بین تقریب شاخص IOD و بارش ایستگاه‌ها شد. لذا ۴ سطح تجزیه شاخص IOD بهترین نتایج را به همراه داشت.

جدول ۲: همبستگی دوقطبی اقیانوس‌هند با بارش و عناصر تجزیه‌شده سیگنال بارش (Approximate- Detail) ایستگاه‌های منتخب (۲۰۱۵-۱۹۸۲)

| ایستگاه | بارش | A{1,1} | A{2,1} | A{3,1} | A{4,1} | D{1,1} | D{2,1} | D{3,1} | D{4,1} |
|----------|------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| زاهدان | R | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۸۹ | ۰/۱۳۴ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۲۰ | ۰/۰۲۶ | ۰/۰۰۷ |
| | sig | ۰/۶۷۴ | ۰/۴۸۶ | ۰/۱۴۶ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۰۳ | ۰/۹۲۱ | ۰/۵۳۲ | ۰/۸۶۴ |
| ایرانشهر | R | ۰/۰۹۸ | ۰/۱۲۱ | ۰/۱۶۷ | ۰/۲۱۸ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۱۱ |
| | sig | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۹۰۲ | ۰/۷۳۸ | ۰/۹۹۸ | ۰/۷۹۰ |
| کرمان | R | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۵۱ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۷۲ | ۰/۰۳۵ |
| | sig | ۰/۸۱۶ | ۰/۴۴۷ | ۰/۲۱۸ | ۰/۹۴۱ | ۰/۳۹۰ | ۰/۲۸۴ | ۰/۸۹۰ | ۰/۳۹۹ |
| بم | R | ۰/۰۲۰ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۱۸ | ۰/۰۱۳ |
| | sig | ۰/۶۲۱ | ۰/۳۶۶ | ۰/۷۸۲ | ۰/۹۴۵ | ۰/۸۷۳ | ۰/۸۳۷ | ۰/۱۱۲ | ۰/۷۴۳ |
| بندرعباس | R | ۰/۱۲۸ | ۰/۱۵۱ | ۰/۱۷۳ | ۰/۲۹۵ | ۰/۳۴۸ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۴۲ | ۰/۰۷۵ |
| | sig | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۴۷۸ | ۰/۳۳۰ | ۰/۲۱۰ | ۰/۰۷۲ |

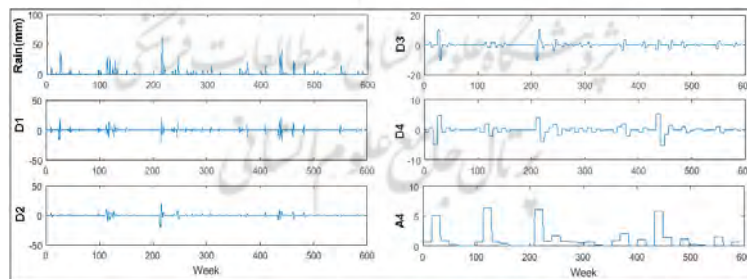
تحلیل نمودار تبدیل موجک گسسته برای شاخص IOD و بارش ایستگاه‌ها

تجزیه سیگنال شاخص IOD نشان داد که مناسب‌ترین تعداد سطح تجزیه برای این شاخص ۵ سطح است و مهم‌ترین چرخه با فاصله حدود ۱۹۳ هفته تابستانی (۱۱ سال) از ۱۹۸۴ تا ۱۹۹۴ و تکرار آن از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۹ روی داده‌است. نکته قابل توجه در رابطه با این چرخه وجود یک چرخه ضعیف ۱۱ ساله است که بلافاصله پس از اتمام چرخه اوج شروع می‌شود و تا حدود ۳۴ هفته تابستانی (دوسال) ادامه می‌یابد. تناوب چرخه‌های کوتاه در ابتدای دوره حدود ۴ سال یکبار افزایش یافته ولی با نزدیک شدن به زمان حال افزایش مقدار شاخص هر دو سال یک بار رخ داده‌است (شکل ۳).



شکل ۳: تجزیه سیگنال شاخص IOD تا ۵ سطح

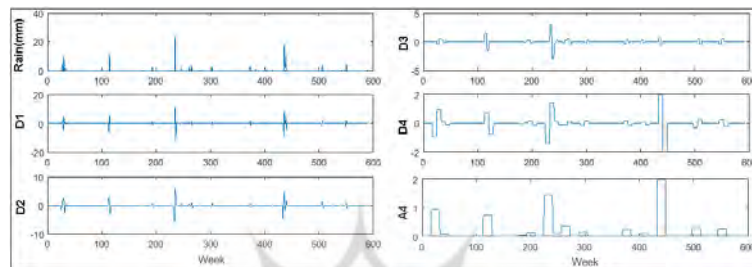
در ایستگاه ایرانشهر یک چرخه بارش شدید با فاصله ۹۶ هفته در سال‌های ۱۹۸۲، ۱۹۸۸، ۱۹۹۴ و با فاصله ۲۰۷ هفته در سال ۲۰۰۶ تکرار شده‌است. در ابتدای دوره آماری، بارش‌های شدید تابستانه در فاصله ۶ ساله تکرار شده ولی به سمت زمان حال، تکرار این چرخه از نظر بازه زمانی تغییر کرده بطوری که تکرار این چرخه بجای سال ۲۰۰۰ در سال ۲۰۰۶ رخ داده‌است و از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ دیگر این چرخه مشاهده نشده‌است. با توجه به تغییر در این چرخه به نظر می‌رسد که روند تغییرات دوره بارش شدید طولانی‌تر شده است. یک چرخه ضعیف در بین چرخه بارش شدید دیده می‌شود که تکرار آن بسیار نامنظم و از یک تا چهار سال (۱۶ تا ۶۴ هفته) متغیر است (شکل ۴).



شکل ۴: تجزیه سیگنال بارش تابستانه ایرانشهر تا ۴ سطح

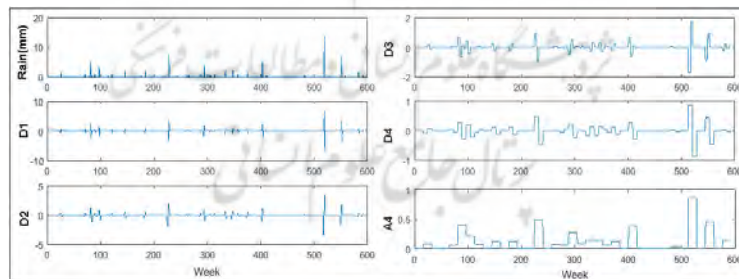
چرخه بارش شدید در زاهدان با فاصله ۹۶ هفته (۶ سال) در سال‌های ۱۹۸۲، ۱۹۸۸، ۱۹۹۴ و با فاصله حدود ۲۱۰ هفته (۱۲ سال) و با شدت بیشتر در سال ۲۰۰۶ روی داده‌است.

این چرخه با این ویژگی در ایران شهر نیز مشاهده شده‌است و یک چرخه ضعیف ۶ ساله که در ابتدا دوره آماری بطور محدود رخ داده، در سال‌های انتهایی دوره آماری بطور مشهودتری نمایان شده‌است. علاوه بر این طول زمانی این چرخه به ۳ سال کاهش یافته است.



شکل ۵: تجزیه سیگنال بارش تابستانه زاهدان تا ۴ سطح

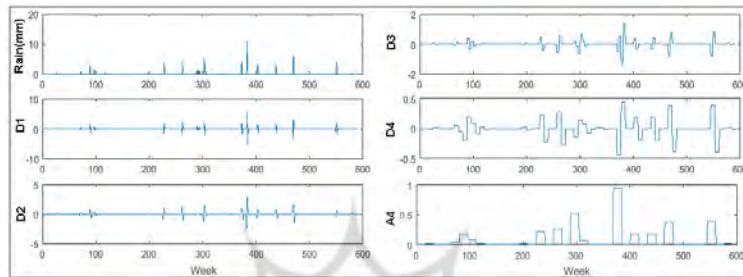
ناهنجاری بارش هفتگی تابستانه در کرمان و بم بیشتر است که این امر استخراج چرخه‌های غالب را دشوار می‌کند (شکل ۶ و ۷). مقادیر بارش تابستانه این ایستگاه‌ها به مراتب کمتر از سایر ایستگاه‌ها است. در کرمان چرخه غالب بارشی با فاصله ۱۳۸ هفته تابستانی (۷ سال) در سال‌های ۱۹۸۵-۱۹۹۲ و تکرار آن در سال‌های ۱۹۹۶-۲۰۰۳ مشاهده می‌شود. این چرخه به سمت زمان حال با شدت بیشتری در سال‌های ۲۰۱۰-۲۰۱۵ مشاهده شده‌است. چرخه ۱۱ ساله ضعیف‌تر دیگری در سال ۱۹۹۴ و ۲۰۰۵ مشاهده شد.



شکل ۶: تجزیه سیگنال بارش تابستانه کرمان تا ۴ سطح

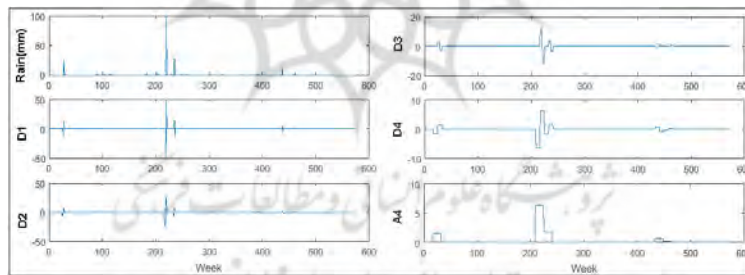
در ایستگاه بم یک رویداد بارش شدید در سال ۲۰۰۳ و دو رویداد بارش دیگر در سال-های ۱۹۸۷ و ۲۰۱۴ مشاهده می‌شود که تکراری از آن در کل سیگنال دیده نمی‌شود. سه

چرخه متوالی یک ساله با فاصله ۱۶ هفته نسبت به هم در سال‌های ۱۹۹۴، ۱۹۹۶ و ۱۹۹۸ و اتفاق افتاده که تکرار آن در سیگنال بارش تابستانه بزم در سال‌های ۲۰۰۵، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ مشاهده می‌شود (چرخه ۱۱ ساله).



شکل ۷: تجزیه سیگنال بارش تابستانه بزم تا ۴ سطح

در بندرعباس یک چرخه غالب ۱۹۱ هفته‌ای (۱۱ ساله) در سال‌های ۱۹۸۳، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۵ مشهود است. شدت بروز این چرخه از ابتدای سری زمانی به سمت انتهای سری زمانی کاسته شده است.



شکل ۸: تجزیه سیگنال بارش تابستانه بندرعباس تا ۴ سطح

در مجموع در غالب ایستگاه‌ها، بارش‌های تابستانه شدید ارتباط مستقیمی با مقادیر مثبت شاخص IOD نشان دادند. مقادیر مثبت این شاخص سبب افزایش شدت بارش (حجم بارش) در ایستگاه‌های مورد مطالعه شده‌است. تقریب شاخص IOD (شکل ۳ نمودار A5) نیز نشان داد که در ابتدای دوره آماری مقادیر منفی غلبه داشته ولی به سمت زمان حال این شاخص به سمت ارقام مثبت گرایش پیدا کرده‌است. بررسی نمودار تقریب بارش ایستگاه‌ها

(شکل ۴ تا ۸ نمودار A4) نیز نشان‌دهنده افزایش شدت بارش به سمت زمان حال می‌باشد که مؤید ارتباط مستقیم آن با روند مثبت تغییرات شاخص دوقطبی اقیانوس هند می‌باشد.

نتیجه گیری

تغییرات بارش طی زمان طولانی همواره بشر را با چالش کمبود آب یا وقوع سیلاب روبرو کرده‌است. در این پژوهش تغییرپذیری بارش هفتگی تابستانه ایستگاه‌های منتخب جنوب‌شرق ایران و ارتباط آن با شاخص IOD با روش آزمون همبستگی و تبدیل موجک گسسته (DWT) بررسی و تحلیل شد. نتایج این پژوهش نشان داد که شاخص دوقطبی اقیانوس هند ارتباط قوی و معناداری با بارش ایستگاه‌های ایرانشهر، بندرعباس و زاهدان نشان داد ولی با بارش ایستگاه‌های کرمان و بم ارتباط معناداری را نشان نمی‌دهد. از نظر نواحی تحت تأثیر دوقطبی اقیانوس هند به نظر می‌رسد که نواحی ساحلی و نواحی که تحت تأثیر کم‌فشارهای پاکستان و خلیج فارس هستند بیشتر تحت تأثیر شاخص IOD باشند تا ایستگاه‌های داخلی همچون کرمان و بم. نتایج تحلیل موجک در ایستگاه‌های ایرانشهر و زاهدان در ابتدای دوره وجود چرخه ۶ ساله و به سمت انتهای دوره چرخه ۱۲ ساله را آشکار کرد. در ایستگاه‌های بم و بندرعباس چرخه غالب ۱۱ ساله و در ایستگاه کرمان چرخه غالب ۷ ساله می‌باشد. چرخه‌های بارشی این ایستگاه‌ها به جزء ایستگاه کرمان با چرخه ۱۱ ساله شاخص دوقطبی مطابقت دارد. علیرغم اینکه بارش ایستگاه‌های کرمان و بم با شاخص دوقطبی ارتباط معناداری در سطح ۹۵ درصد نشان نداد. با توجه به گسترش زبانه مونسونی و فعالیت کم‌فشارهای پاکستان و خلیج فارس در محدوده جنوب‌شرق ایران در فصل گرم سال و اثر شاخص دوقطبی بر گسترش و محدوده نفوذ این سامانه‌ها به داخل کشور، این ارتباط قابل توجه است. در زمان فاز منفی شاخص دوقطبی ناهنجاری در بارش تابستانه کمتر است ولی در فازهای مثبت شاخص دوقطبی، بارش تابستانه جنوب‌شرق ایران ناهنجاری بیشتری را تجربه کرده است. در فاز مثبت شاخص دوقطبی تکرار چرخه‌های غالب بارش در زمان طولانی‌تری رخ داده است.

مقایسه نتایج این مطالعه با پژوهش‌های انجام‌شده در گذشته نشان داد که بین بارش با الگوهای پیوند از دور ارتباط وجود دارد و استفاده از روش‌های جدید همچون تبدیل موجک، شبکه‌ی عصبی، مدل عصبی-موجکی، مدل هیبریدی و ... به طور قابل ملاحظه‌ای سبب بهبود نتایج این مطالعات شده‌است. الگوهای پیوند از دور با توجه به منشأ، اثرگذاری متفاوتی در اقلیم نواحی مختلف دارند و استخراج الگوهای مهم‌تر و تأثیرگذار، سبب افزایش دقت مطالعات اقلیمی شده‌است. از جمله مطالعات انجام شده در گذشته می‌توان به ارتباط مثبت بین شاخص چندمتغیره انسو و بارش ایستگاه‌های آذربایجان شرقی، همبستگی منفی معنادار بارش زمستانی ایستگاه‌های تبریز، جلفا، اهر و سراب، و شاخص NAO، همبستگی متقابل و معنی‌داری بارش پاییزه ایستگاه‌های اهواز، چابهار، بوشهر و آبادان با شاخص دوقطبی اقیانوس‌هند و اثر SST دریای عمان روی بارش زمستانه جنوب‌شرق ایران اشاره نمود که نتایج این مطالعات مؤید اثرگذاری الگوهای پیوند از دور بر بارش نواحی مختلف ایران است.

منابع

- اداره کل هواشناسی استان‌های سیستان و بلوچستان، کرمان و هرمزگان (۱۳۹۴).
- جلالی، مسعود؛ شاهبایی، علی و وهاب کمریان (۱۳۹۶). شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های شدید تابستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۲۱، شماره ۵۹، ۳۹-۲۳.
- جهانبخش، سعید؛ ساری صراف، بهروز؛ قائمی، هوشنگ و فرناز پوراصغر (۱۳۹۰). بررسی تاثیر پدیده دوقطبی دمایی اقیانوس‌هند بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان‌های جنوبی کشور، *تحقیقات جغرافیایی*، سال ۲۶، شماره ۱۰۳، صص ۴۶-۲۷.
- خسروی، محمود و محمدرضا پودینه (۱۳۸۹). تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی چرخند حاره‌ای گونو(خرداد) (۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، شماره ۷۲، صص ۷۲-۵۳.
- خسروی، محمود، محمد سلیقه، و بهروز صباغی (۱۳۹۰). تأثیر آنومالی‌های دمای سطح دریای عمان بر بارندگی فصول پاییز و زمستان سواحل جنوب شرقی ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، شماره ۳۷، صص ۸۱-۵۹.
- خورشیددوست، علی محمد و یوسف قویدل رحیمی (۱۳۸۵). ارزیابی اثر پدید انسو بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان آذربایجان شرقی با استفاده از شاخص چندمتغیره انسو، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۵۷، صص ۲۶-۱۵.
- رورده، همت‌الله؛ یوسفی، یدالله؛ معصوم‌پور سماکوش، جعفر و وحید فیضی (۱۳۹۳). تغییرپذیری زمانی - مکانی بارش‌های حدی در ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۵، شماره ۵۴، صص ۳۶-۲۵.
- سلیقه، محمد؛ عساکره، حسین؛ ناصرزاده، محمدحسین و یدالله بلیانی (۱۳۹۴). تحلیل روند و چرخه‌های سری زمانی بارش سالانه حوضه‌های آبریز حله و مند، *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، سال ۱۵، شماره ۳۷، صص ۲۷۱-۲۴۵.
- لشکری، حسن و قاسم کیخسروی (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی طوفان گونو و اثرات آن بر جنوب شرق ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۱، شماره ۳۹، صص ۲۰-۱.

- لشکری، حسن؛ متکان، علی‌اکبر و زینب محمدی (۱۳۹۷)، تحلیل الگوهای هم‌دیدگی منجر به بارش‌های زودرس جنوب و جنوب‌غرب ایران طی دوره آماری (۱۹۷۹-۲۰۱۵)، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۲۴، شماره ۶۴، ۲۷۲-۲۵۳.
- Chen Y., Guan Y., Shao G. and Zhang D. (2016), Investigating Trends in Streamflow and Precipitation in Huangfuchuan Basin with Wavelet Analysis and the Mann-Kendall Test, *Water*, 8, 77, 1-32.
- Harou A. P., Lajoie R. F., Kniveton D. R. and Michael R. F. (2006), The influence of the Indian Ocean Dipole Mode on precipitation over the Seychelles, *Int. J. Climatol*, Vol. 26, 45-54.
- Hea X., Guana H. and Qin J., (2015), A hybrid wavelet neural network model with mutual information and particle swarm optimization for forecasting monthly rainfall, *J. of Hydrology*, Vol. 527, 88-100.
- Hermida L., López L., Merino A., Berthet C., García-Ortega E., Sánchez J. L. and Dessens J. (2015), Hailfall in southwest France: Relationship with precipitation, trends and wavelet analysis, *Atmospheric Research*, Vol. 156, 174-188.
- Kantelhardt J. W., Rybskia D., Zschiegnerb S. A., Braunc P., Koscielny-Bundea E., Livinae V., Havline S. and Bunde A. (2003), Multifractality of river runoff and precipitation: comparison of fluctuation analysis and wavelet methods, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, Vol. 330, Issues 1-2, 240-245.
- Kisi O. and Cimen M. (2012), Precipitation forecasting by using wavelet-support vector machine conjunction model, *Engineering Applications of Artificial Intelligence*, Vol. 25, Issue 4, 783-792.
- Maity R., Suman M. and Verma N. K. (2016), Drought prediction using a wavelet based approach to model the temporal consequences of different types of droughts, *Journal of Hydrology*, Vol. 539, 417-428.
- Nalley D., Adamowski J. and B. Khalil (2012), Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954-2008), *J. of Hydrology*, Vol. 475, 204-228.
- Okkan U. (2012), Wavelet neural network model for reservoir inflow prediction, *Scientia Iranica*, Vol. 19, Issue 6, 1445-1455.

- Ozgera M., Mishrab A. K. and Singh V. P. (2010), Scaling characteristics of precipitation data in conjunction with wavelet analysis, *J. of Hydrology*, Vol. 395, Issues 3-4, 279-288.
- Partala T. and Kişi O. (2007), Wavelet and neuro-fuzzy conjunction model for precipitation forecasting, *J. of Hydrology*, Vol. 342, Issues 1-2, 199-212.
- Rashida M. D. M., Beechama S. and Chowdhury R.K. (2015), Assessment of trends in point rainfall using Continuous Wavelet Transforms, *Advances in Water Resources*, Vol. 82, 1-15.
- Saji N. H., Goswami B. N., Vinyachadran P. N. and Yamagata T., (1999), A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean, *Nature*, Vol. 401, 360-363.
- Vinayachandran P.N., Francis P.A., Rao S.A. (2009), Indian Ocean dipole: processes and impacts, In: Current trends in science, platinum jubilee special volume of the Indian Academy of Sciences, Indian Academy of Science, Bangalore, India, 569-589.
- Zhao Y., Zou X., Cao L. and Xu X. (2014), Changes in precipitation extremes over the Pearl River Basin, southern China, during 1960-2012, *Quaternary International*, Vol. 333, 26-39.

http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/e/iod/about_iod.html

http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/iod/dipole_mode_index.html

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی