جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۶، پیـاپی ۵۹، شـماره ۳، پـاییز ۱۳۹٤

بررسی گسترهٔ مکانی زمانی پرفشار جنب حاره‌ای در نیمکره شمالی

سـعید موحـدی: اسـتادیار اقلـیم شناسـی، دانشـگاه اصـفهان، اصـفهان، ایـران
عبدالرضـا کاشـکی: اسـتادیار اقلـیم شناسـی، دانشـگاه حکـیم سـبزواری، سـبزوار، ایـران
سـید محمـد حسـینی: استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه سید جمال الـدین اسـدآبادی، اسـدآباد، ایـران*
فخری سـادلت فـاطمی‌نیـا: دانشـجوی دکتـری اقلـیم شناسـی، دانشـگاه محقـق اردبیلـی، اردبیـل، ایـران

وصـول: ۱۳۹۱/۱۰/۱٦ پـذیرش: ۱۳۹۳/۲/۸، صص ۲۲٤-۲۰۹

چکیده

در این پژوهش به منظور تحلیل مکانی- زمانی پرفشار جنب حاره‌ای، از داده‌های دوباره واکاوی شده ارتفـاع‌ژئوپتانسـیل تراز میانی وردسپهر از پایگاه داده‌ی(NCEP/NCAR) با تفکیک افقی ۲/۵ درجه قوسی بهره گرفته شـد. بـازه‌ی زمـانی مـورد بررسی، ٦۰ ساله(۱۳۲۷ تا ۱۳۸٦ شمسی) و بازه‌ی مکانی، نیمکره شمالی است و شامل ۵۱۸٤ یاختـه اسـت کـه بـه صـورت سامانه تصویر استریوگرافیک قطبی ترسیم شده است. برای مقایسه میانگین‌ها، از آزمون تی- تست با نمونه‌های جفت‌شـده در دوره‌های ۳۰ ساله و جهت تشخیص و آشکارسازی روند مثبت یا منفی(افزایشی یا کاهشی)، از آزمون روند کندال تاو اسـتفاده شده است. نتایج نشان داد که درتمام ماه‌ها، مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای، روند افزایشی داشته است. بیشترین میـزان روند مربوط به مردادماه و کمترین مقدار روند، از آنِ فروردین‌مـاه اسـت. همچنـین، حـد شـمالی ایـن سـامانه(پربنـد ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل متر) در نیمه‌ی گرم سال، عموماً در عرض‌های جغرافیایی بالا و بیشترین وسعت را در تیرماه دارد. امـا بـا شـروع دوره سرد سال، این پربند نیز به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین کشیده شده و کمترین مساحت را در بهمن‌ماه، از آنِ خود می‌کند. به طور کلی، تغییر اقلیم ناشی از گرمایش جهانی، باعث گسترش بیشتر از حـد نرمـال سـامانه پرفشـار جنـب حـاره گردیده و به تبع آن، وسعت تاوه‌ی قطبی نیز کاهش بیشتری یافته است.

کلید واژه‌ها: تحلیل مکانی- زمانی، پرفشار جنب حاره‌ای، تاوه‌ی قطبی، تغییر اقلیم، نیمکره شمالی.

مقدمه

اقلـیم، همچـون ابردسـتگاهی اسـت کـه برآینـد اندرکنش(روابـط متقابـل) میـان چهـار دسـتگاه کـلان مقیاس اقلیمی شامل آب‌سپهر، یخ‌سپهر، سنگ‌سـپهر و زیست‌سـپهر اسـت. اگـر در یکـی از ایـن دسـتگاه‌هـا تغییری پدید آید، دیگر دستگاه‌هـا بـه سـرعت یـا بـه آرامی خود را با آن هماهنـگ مـی‌سـازند. پیامـد ایـن هماهنگی، دامن همان دستگاهی که آغازگر تغییر بـوده است را در برمی‌گیرد و زنجیره‌ی بی‌پایانی از پیونـدها، این دستگاه را به هم گره می‌زند(مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱). بـه دلیـل وجـود همـین پیونـد میـان دستگاه‌هاست که مهمترین نگرانـی دانشـمندان هـوا و اقلیم‌شناسی در سال‌های اخیر تحت عنوان تغییر اقلیم، رقم خورده است. چرا کـه تغییـرات اقلیمـی ناشـی از گرمایش زمین و به دنبال آن، وضع اقلیم دهه‌های آتـی

*نویسنده مسؤول: E-mail: h.climate@yahoo.com

کره زمین، با سرعتی فزاینده ابردستگاه جهان را دچار آشفتگی نموده است.

از سویی دیگر، موقعیت جغرافیایی ویژه ایران سبب شده است که در طول سال از اثرات آب و هوایی سرزمین‌های بزرگی همچون سیبری و دریای سیاه در شمال، دریای مدیترانه در غرب، بیابان‌های آفریقا و عربستان در جنوب‌غربی و دریای عرب و سرزمین-های هندوستان در شرق و پرفشار جنب‌حاره در جنوب بهره‌مند شود. هر کدام از این همسایگان در دوره معینی از سال، آب و هوای ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند(علیجانی، ۱۳۸۱: ٤۱). چنین وضعی اقتضا می‌کند تا ابعاد مختلف عناصر آب و هوایی و عوامل و پدیده‌هایی که شدت و ضعف این عناصر را کنترل می‌کنند به خوبی شناسایی شوند و اقداماتی شایسته برای سازگاری و استفاده بهینه شرایط پیش آمده به عمل آید. به ویژه آن که تغییرات شدید آب و هوایی(گرمایش کره‌ی زمین) در سال‌های اخیر، منجر به تغییر الگوهای جوی و پدیدآمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان شده است(بابائیان، ۱۳۸۰: ۲٤).

اقلیم عرض‌های میانه توسط دو سامانه کلان مقیاس اقلیمی(سامانه پرفشار جنب‌حاره‌ای و تاوه‌ی قطبی[1]) که وردش‌های[2] مکانی و زمانی شدید آن‌ها، باعث نابهنجاری در گردش‌های منطقه‌ای و جهانی شده است و به تبع آن، منجر به تغییر شکل زندگی ساکنین این نواحی شده است، کنترل می‌گردد(سارونی و زیو[3]، ۲۰۰۰: ۱۹۲). در این میان، قرارگیری کشور ایران در این عرض، باعث شده است که تغییر فصل در ایران تابعی از تغییرات این دو سامانه باشد. به طوری که گسترش پرفشار جنب حاره‌ای در فصل گرم سال به سمت کمربند شمالی ایران باعث پایداری و گرمایش سطح زمین می شود و بالعکس در زمستان، با گسترش سامانه تاوه‌ی قطبی و ورود بادهای غربی و همچنین همراهی آن‌ها با اغتشاشات جوی، باعث محدود شدن پرفشار جنب حاره‌ای در پهنه‌ی ایران می‌گردد. تغییرات اقلیمی ناشی از گرمایش زمین مسبب گسترش سامانه پرفشار جنب حاره‌ای به عرض‌های بالاتر و در نتیجه انقباض تاوه قطبی را به همراه دارد. از این رو، مطالعه این سامانه، از دیرباز موضوع بسیاری از پژوهش‌های هواشناختی و اقلیم‌شناختی بوده است. به عنوان نمونه: گاهی پرفشار جنب‌حاره‌ای را مؤلفه اصلی و بلافصل در کنترل اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا در تابستان به شمار می‌آورند(زیو و همکاران، ۲۰۰٤: ۱۸۵۹) و بر این اساس، باور دارند که در بررسی ساختار قائم گردش جو تابستانه در سرتاسر خشکی‌های جنوب و جنوب غرب آسیا، در ترازهای زیرین وردسپهر، شاهد حضور مراکز همگرایی و کم فشار و در ترازهای فوقانی، شاهد استقرار مراکز واگرایی و پرفشار هستیم(وو و لیو[4]، ۲۰۰۳: ۱، چن[5]، ۲۰۰٤ : ۲۰۲۲ و چن، ۲۰۰۵: ۱۵٦). کوان و همکاران[6](۲۰۰۲: ۸۲۱)، با مطالعه وردش‌های فصلی پرفشار جنوب آسیا معتقدند که شکل‌گیری الگوی تبتی پرفشار آسیا بیشتر در رابطه با گرمایش دررو بر روی فلات تبت است و استقرار الگوی ایرانی بیشتر

[1] - Polar Vortex
[2] - Variations
[3] - Saaroni and Ziv
[4] - Wu and Liu
[5] - Chen
[6] - Qian et al.

همراه با گرمایش بی دررو در جو آزاد و گرمایش دررو در نزدیکی سطح زمین ارتباط دارد. گالارنیو و همکاران[1](۲۰۰۸: ۳٤۹)، نشان دادند که واچرخندهای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال فقط در فصل تابستان بر روی قاره‌های مناطق جنب‌حاره ایجاد می‌شوند؛ درحالی که واچرخندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در تمام فصول بر روی اقیانوس‌های جنب حاره و در فصل تابستان بر روی قاره‌های جنب حاره استقرار می‌یابند. زرین و همکاران(۲۰۱۰: ۱۵۹)، بر این باورند که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مراکز پرفشارجنب‌حاره تابستانه در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر وجود دارد. پرفشار جنب حاره‌ای آزور در ترازهای زیرین، در شرق اطلس شمالی واقع شده است و در ترازهای میانی، مرکز آن روی شمال غرب آفریقا، شبه جزیره‌ی عربستان و فلات ایران متمرکز است. همچنین پرفشار شمال‌غرب آفریقا و عربستان در تراز میانی و پرفشار تبت در تراز فوقانی وردسپهر به صورت مراکزی مستقل جای گرفته است در صورتی که مراکز پرفشار ایران، هم در تراز میانی و هم در ترازهای فوقانی وردسپهر قابل مشاهده‌اند(قائمی و همکاران، ۱۳۸۸: ۲۲۱). حجازی‌زاده(۱۳۷۲: ٦)، پربند ۵۸٤ ژئوپتانسیل دکامتر را معرف حد شمالی پرفشار جنب حاره دانسته و معتقد است اثرگذاری این سامانه در شرق و جنوب‌شرق ایران بیشتر و طولانی‌تر از سایر قسمت‌هاست و میزان بارندگی در این مناطق، کمتر از نواحی شمالی ایران است. طباطبائی‌نژاد(۱۳۷٦: ۱)، نشان داد که گسترش پرفشار جنب حاره‌ای به طرف شمال ایران باعث تسلط آن روی جنوب کشور شده و ایجاد ناپایداری می‌کند. طول موج‌های غربی کوتاه شده و در عرض‌های بالاتر، بارندگی‌ها را افزایش می‌دهد. سلیقه و صادقی(۱۳۸۹: ۸۳)، معتقد است که در نتیجه حرکت چرخندی سامانه موسمی، رطوبت اقیانوس هند و دریاهای مجاور به سطح پایین تروپوسفر انتقال می‌یابد. در سطوح میانی ناوه‌ی غربی به سمت نیمه‌ی جنوبی کشور گسترش یافته و سبب عقب‌نشینی زبانه پرارتفاع جنب‌حاره به عرض‌های پایین شده و بارش اندکی دارند. علی‌دادی(۱۳۸۹، ٤)، نیز روزهای بارشی- برفی ایران را مربوط به پیشروی شمال‌سوی پشته جنب‌حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و در نتیجه خارج شدن تاوه‌ی قطبی از حالت بهنجار خود می‌داند.

هدف از انجام پژوهش حاضر، تحلیل روند سامانه کلان مقیاس پرفشار جنب حاره در نیمکره شمالی است به این دلیل که، جابجایی و گسترش این سامانه نسبت به وضعیت نرمال آن، تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه، خاورمیانه و در نهایت تغییرات اقلیمی کل کره زمین را باعث خواهد شد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از داده‌های فشار ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز میانی جو از مرکز پایگاه داده‌ی NCEP/NCAR[2] استفاده شده است که پایگاه داده‌ی آن در نرم افزار متلب[3] ایجاد و با استفاده از نرم افزار گرادس[4] و اسکریپت‌نویسی در محیط این نرم‌افزار، تبدیل به نقشه شده و در سرفر[5] نقشه‌ها ترکیب و سپس مورد بررسی

[1] - Galarneau et al.

[2] - National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
[3] - MATLAB
[4] - GRADS
[5] - SURFER

بررسی و تحلیل قرار گرفت. علت انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو، وقوع اکثر ناپایداری‌ها وتغییرات جوی تاثیرگذار بر اقلیم کشور در این تراز است(علیجانی، ۱۳۷۸، ۷). این داده‌ها به صورت ٦ ساعته به وقت گرینویچ در بازه‌ی زمانی ۱۹٤۸ تا ۲۰۰۷ میلادی(مطابق با سال‌های ۱۳۲۷ تا ۱۳۸٦ شمسی) و بازه‌ی مکانی نیمکره شمالی در تارنمای [1] www.esrl.noaa.gov قابل دسترسی هستند. تفکیک مکانی این داده‌ها، ۲/۵ درجه در ۲/۵ درجه قوسی است و پهنه‌ی مورد بررسی، از صفر تا نود درجه شمالی و صفر تا ۳٦۰ درجه نصف‌النهاری را شامل می‌شود. بنابراین این محدوده، شامل ۱٤٤ یاخته-[2] طولی و ۳٦ یاخته عرضی است و در مجموع، ۵۱۸٤ یاخته مکانی را در بر می‌گیرد که در این پژوهش، به صورت سامانه تصویر استریوگرافیک قطبی[3] نمایش داده شده است. همچنین در این پژوهش، پربند ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل‌متر(۵۸٤ ژئوپتانسیل دکامتر) معرف حدّ شمالی پرفشار جنب حاره قلمداد شده است زیرا این پربند، شاخصه‌ی سامانه فشار زیاد جنب حاره‌ای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران است(حجازی-زاده، ۱۳۷۲، ٤). لازم به ذکر است که برای مقایسه میانگین‌های مساحت پرفشار جنب حاره‌ای، از آزمون تی- تست[4] با نمونه‌های جفت‌شده[5] استفاده شده است و برای نیل به این هدف، طول دوره‌ی آماری به دو دوره ۳۰ ساله تقسیم گردید(دوره اول از سال ۱۳۲٦ تا ۱۳۵٦ و دوره دوم از سال ۱۳۵۷ تا ۱۳۸٦ شمسی)، تا بدین وسیله، تغییرات مساحت پرفشار جنب حاره‌ای ناشی از تغییر اقلیم در طول دوره‌ی آماری آشکار گردد.

از سویی دیگر، برای تعیین روند مساحت پرفشار جنب حاره‌ای از آزمون‌های ناپارامتریک کندال تاو[6] در در نرم‌افزار SPSS استفاده شده است. جهت تشخیص و آشکارسازی روند مثبت یا منفی(افزایشی یا کاهشی) مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در طی دوره آماری، این آزمون در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ و ۰/۰۱ استفاده شده است که دامنه این آزمون، از ۱ تا ۱- تغییر می‌کند. در این آزمون، فرض صفر بر تصادفی بودن داده‌ها و عدم وجود روند دلالت دارد و پذیرش فرض یک(ردّ فرض صفر)، بر وجود روند در سری داده‌ها، دلالت می‌کند. به طور کلی این آزمون‌های روند، به دو دسته‌ی پارامتری و ناپارامتری دسته‌بندی می‌شوند. پیش فرض آزمون‌های پارامتری، داده‌های تصادفی و برآمدهای یک توزیع نرمال است اما فرض نرمال بودن داده‌ها در آزمون‌های ناپارامتری وجود ندارد. بنابراین، چنانچه به نرمال بودن داده‌ها اطمینان نداریم، به کارگیری آزمون‌های ناپارامتری محتاطانه‌تر به نظر می‌رسد(اسنیرز[7]، ۱۹۹۰ و سازمان هواشناسی جهانی[8]، ۱۹۹٦). با این وجود، برخی پژوهشگران نشان نشان داده‌اند که تفاوت نتایج دو روش در مورد

1 - Climate Diagnostics Center . National Oceanographic & Atmospheric Administration.Government
2 - Pixel
3 - Polar Sterographic
4 - T-Test
5 - Paired - Sample

6 - Kendall tau test
7 - Sneyers
8 - World Meteorology Organization(WMO)

بسیاری از عناصر اقلیمی معنادار نخواهد بود(وینیکوف، ۲۰۰۲). برخی دیگر از محققان معتقدند که در آزمون‌های ناپارامتری به دلیل اینکه توزیع احتمال سنجه‌ی آزمون، به شکل توزیع دیده‌بانی‌ها بستگی ندارد، استفاده از آن‌ها، عمومیت زیادی دارد. زیرا تحت تأثیر مقادیر غیر معمول و دور افتاده در داده‌ها قرار نمی‌گیرند و در نتیجه نسبت به خطاهای احتمالی در داده‌ها، مقاوم هستند(لانزنت، ۱۹۹٦).

یافته‌های پژوهش

نخست، پس از محاسبه آزمون روند کندال تاو در SPSS، مشخص گردید که تمام ماه‌ها در دوره‌ی مورد بررسی، دارای روند افزایشی(مثبت) مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ هستند. بیشترین میزان روند مساحت مربوط به مردادماه(+۰/٦٥٧) و کمترین مقدار روند، از آنِ فروردین‌ماه(+۰/۳۱٤) است(جدول ۱). به عبارت دیگر، افزایش روند مساحت پرفشار جنب حاره نمودی از پیشروی این سامانه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و متعاقب آن، پسروی سامانه تاوه‌ی قطبی به سمت مرکز کلاهک قطبی است.

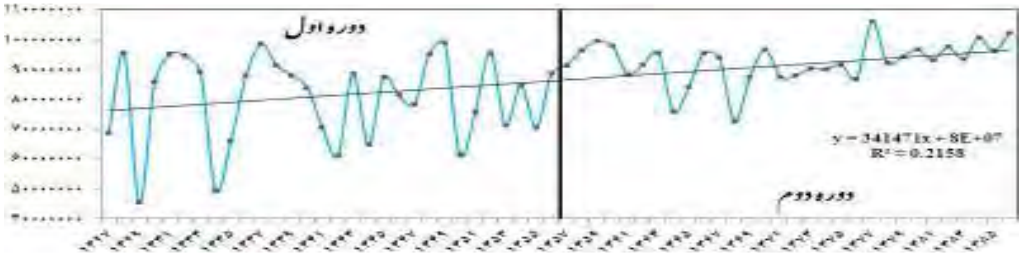
جدول ۱)، میزان روند مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در طی دوره آماری

ماه / آماره	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
ضریب همبستگی	.۳۱٤**	.٥٠٥**	.٥۳٠**	.٥۱۱**	.٦٥۷**	.٥۹۷**	.٥٦٦**	.٥۱٠**	.٤۸۱**	.۳۹۱**	.٤٠۳**	.۳٤۱**

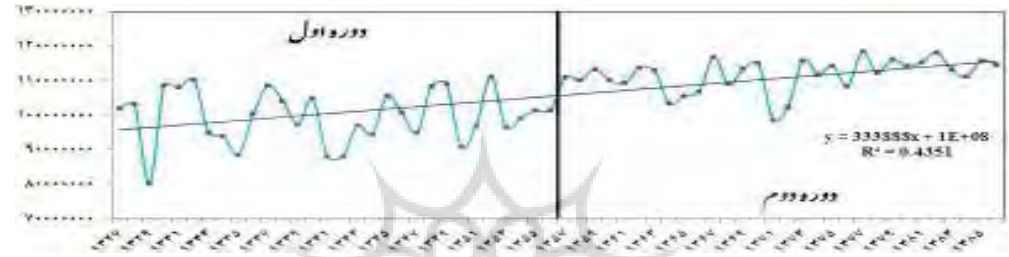
**همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

در مرحله بعد، روند مساحت پرفشار جنب حاره‌ای (شکل‌های ۱ تا ۱۲) مورد برازش قرار گرفت و نمودار سری زمانی مساحت برای هر ماه طی دوره آماری با استفاده از رابطه رگرسیونی خطی ساده، ترسیم گردید. نتایج حاکی از افزایش روند مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در تمام ماه‌هاست. اما در ماه‌های فصل تابستان نسبت به دیگر فصل‌ها، نقش افزایشی روند مساحت، قابل ملاحظه است و گاهی این سامانه، تا حدود ۱۷۰ میلیون کیلومتر مربع وسعت می‌یابد. این سیر افزایشی در دوره دوم مورد بررسی(سال ۱۳۵۷ تا ۱۳۸٦ شمسی) نسبت به دوره اول(سال ۱۳۲٦ تا ۱۳٥٦ شمسی)، رشد بسیار چشمگیری داشته است. به نظر می‌رسد افزایش روند مساحت، ناشی از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس و بویژه افزایش گرمایش جهانی باشد. چرا که روند افزایشی این سامانه در طی ۳۰ سال اخیر، حاکی از رخداد تغییراتی است که سامانه‌های گردشی را دستخوش وردش‌های زمانی-مکانی نابهنجاری نموده است که اگر در یکی از این دستگاه‌ها تغییری پدید آید، مسلماً دیگر دستگاه‌ها به سرعت یا به آرامی، تغییر خواهند نمود.

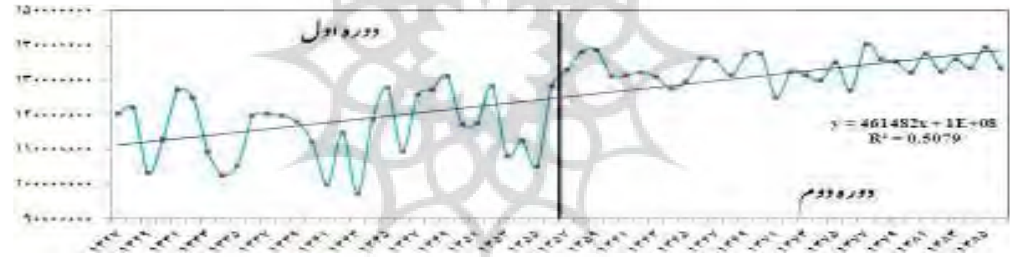
نمودارهای سری زمانی مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در فصل بهار(محور افقی، سال و محور عمودی، مساحت به کیلومتر مربع است).



شکل ۱)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در فروردین‌ماه

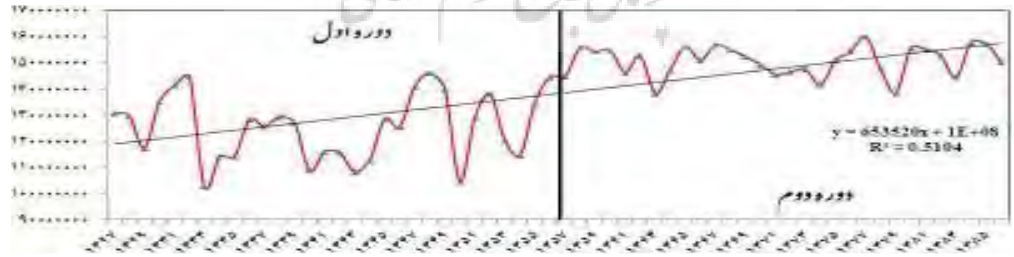


شکل ۲)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در اردیبهشت‌ماه

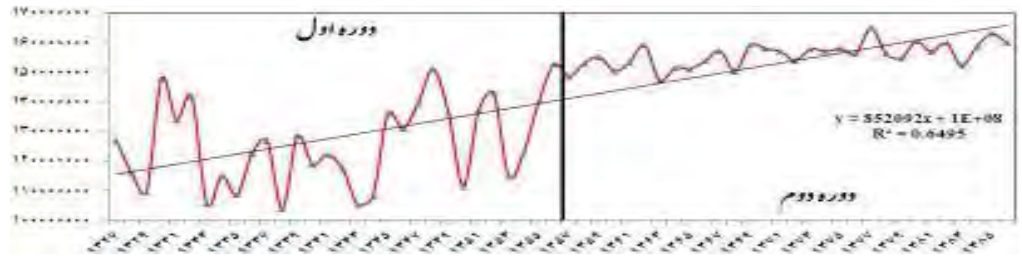


شکل ۳)، نمودار تحلیل روند مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در خردادماه

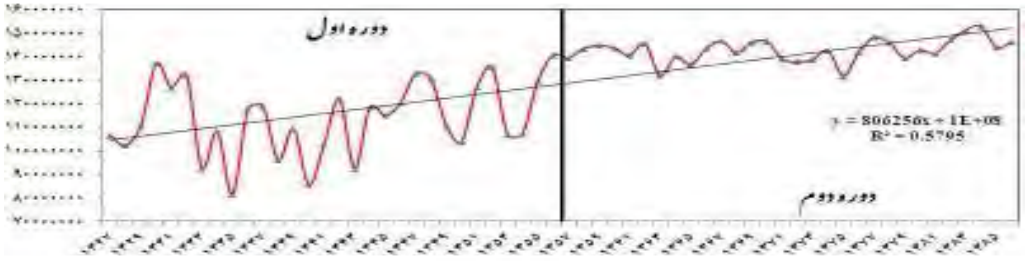
نمودارهای سری زمانی مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در فصل تابستان (محور افقی، سال و محور عمودی، مساحت به کیلومتر مربع است).



شکل ٤)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در تیرماه

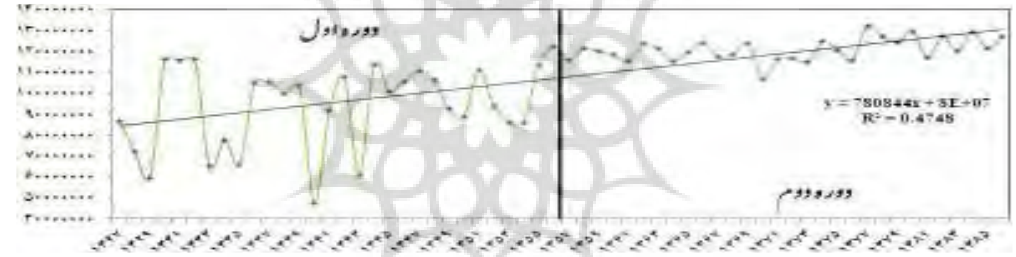


شکل ۵)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در مردادماه

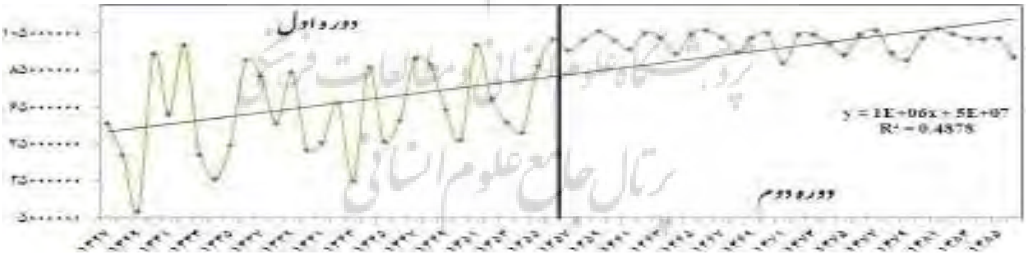


شکل ٦)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در شهریورماه

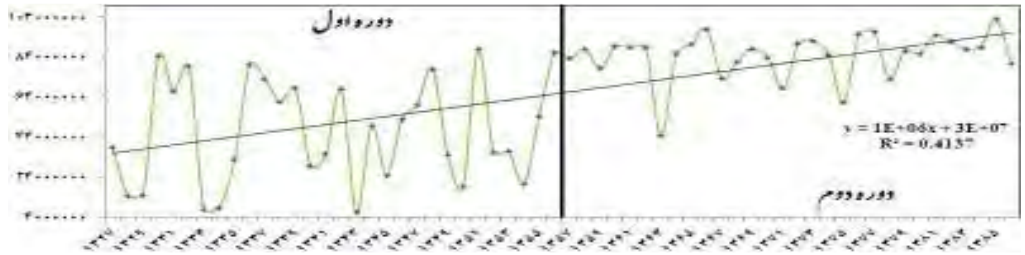
نمودارهای سری زمانی مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در فصل پاییز(محور افقی، سال و محور عمـودی، مساحت به کیلومتر مربع است).



شکل ۷)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در مهرماه

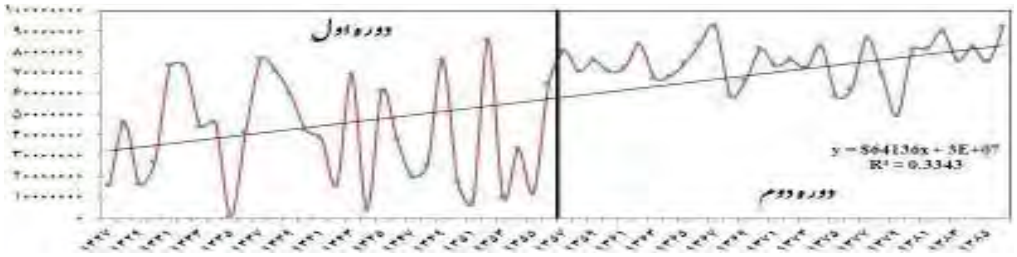


شکل ۸)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در آبان‌ماه

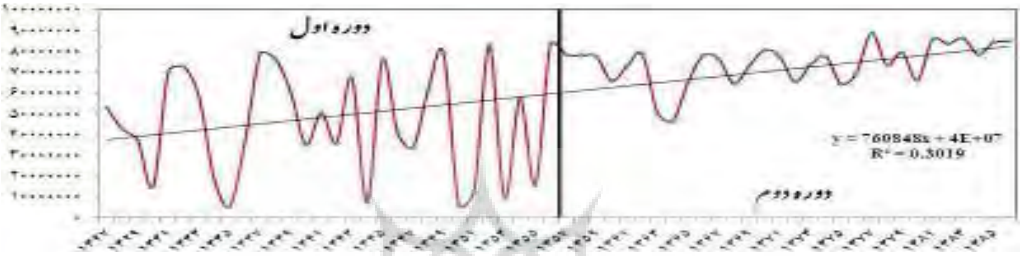


شکل ۹)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در آذرماه

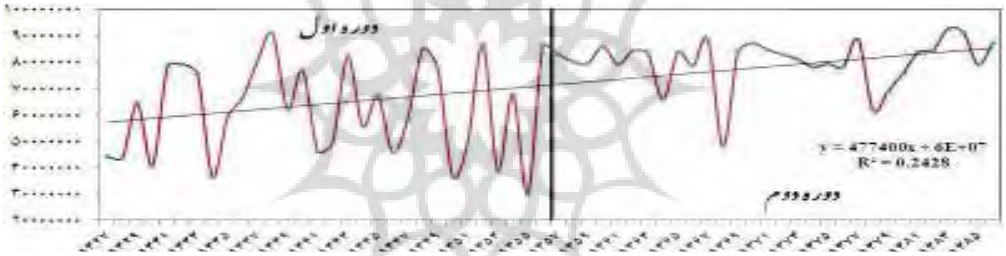
نمودارهای سری زمانی مساحت پرفشار جنب حاره‌ای در فصل زمستان(محور افقی، سال و محور عمودی، مساحت به کیلومتر مربع است).



شکل ۱۰)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در دی‌ماه



شکل ۱۱)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در بهمن‌ماه



شکل ۱۲)، نمودار سری زمانی مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای در اسفندماه

در نهایت، برای مقایسه میانگین‌های مساحت در سامانه پرفشار جنب حاره، از آزمون تی- تست استفاده شد و برای نیل به این هدف، طول دوره‌ی آماری به دو دوره ۳۰ ساله تقسیم شد. نتیجه آماره‌های مربوط به هر دوره، محاسبه و در جدول ۲ نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میانگین مساحت برای تمام ماه‌ها، عددی منفی است و این مقدار نشان دهنده افزایش مساحت این سامانه در دوره دوم، نسبت به دوره اول در تمام سال است. بیشترین اختلاف وسعت با مقدار ۳۷۷۹۰۰۰۰ کیلومتر مربع، مربوط به آذرماه و کمترین اختلاف با ۱۲۰۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع، از آنِ فروردین‌ماه است. به دیگر سخن، در فصول سرد سال، وسعت پرفشار جنب حاره نیز افزایش یافته است.

جدول۲)، آماره‌های تحلیل مقایسه میانگین مساحت با آزمون(T-Test) طی دوره آماری

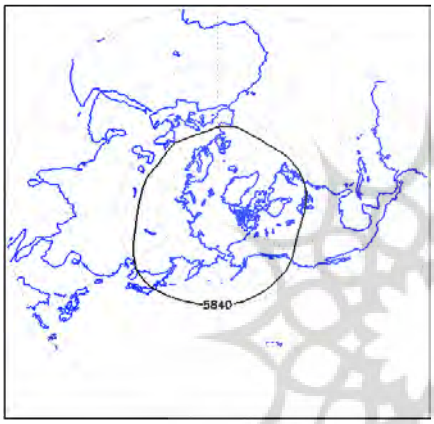
آماره‌ها / ماه‌ها	میانگین	انحراف معیار	خطای میانگین	مقادیر محاسبه شده توسط آزمون T	درجه آزادی	درجه معنی-داری
فروردین	-۱۲۰۱۰۰۰۰	۱۵۱۲۰۰۰۰	۲۷۶۱۲۸۵/٤	-٤/۳	۲۹	۰
اردیبهشت	-۱۲۱۵۰۰۰۰	۷۲۸۲۰۵۱/٤	۱۳۲۹۵۱٤/٦	-۹/۲	۲۹	۰
خرداد	-۱۷۳۹۰۰۰۰	۷۹۸۸۲٦۲/۷	۱٦٤۱۰۲٤/۷	-۱۰/٦	۲۹	۰
تیر	-۲۵۱۰۰۰۰۰	۱۲۹۱۰۰۰۰	۲۳۵٦۵٦۹/۱	-۱۰/۷	۲۹	۰
مرداد	-۳۰۰۰۰۰۰۰	۱۳۳٤۰۰۰۰	۲٤۳۵۲۹۱/۱	-۱۲/۳	۲۹	۰
شهریور	-۲۸۷۲۰۰۰۰	۱٤۸۲۰۰۰۰	۲۷۰۵۷۳۳/۸	-۱۰/٦	۲۹	۰
مهر	-۲٦٦٦۰۰۰۰	۱۸۷۱۰۰۰۰	۳٤۱٦٤۳۸/۷	-۷/۸	۲۹	۰
آبان	-۳۷۰۵۰۰۰۰	۲۵۰۲۰۰۰۰	٤۵٦۸۵۷۳/۷	-۸/۲	۲۹	۰
آذر	-۳۷۷۹۰۰۰۰	۲۵۳۲۰۰۰۰	٤٦۲۲۱۸۳/۷	-۸/۱	۲۹	۰
دی	-۳٤۸٤۰۰۰۰	۲۸۹۰۰۰۰۰	۵۲۷٦۰۹٤/۵	-٦/٦	۲۹	۰
بهمن	-۲۸۲۱۰۰۰۰	۲۷۳۰۰۰۰۰	٤۹۸۳٤۱۲/٦	-۵/۷	۲۹	۰
اسفند	-۱۸۳۱۰۰۰۰	۲۱۷۲۰۰۰۰	۳۹٦٦۰۱۳/۵	-٤/٦	۲۹	۰

همچنین برای مقایسه میانگین مساحت سامانه پرفشار جنب حاره، پربند ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل متر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، به عنوان حدّ شمالی این سامانه در نظر گرفته شد و نقشه مربوط به گستره‌ی مکانی آن در ماه‌های مختلف سال در دو دوره‌ی ۳۰ ساله، ترسیم گردید. لازم به ذکر است که برای محاسبه مساحت پرفشار جنب حاره‌ای، ابتدا مساحت هر یاخته در نیمکره شمالی بدست آمد. سپس مجموع مساحت یاخته‌هایی که دارای مقادیر بیشتر از پربند ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل متر بوده است به عنوان مساحت پرفشار جنب حاره تعیین گردید. به دیگر سخن، مساحت یاخته‌هایی که در محدوده‌ی بیرونی پربند مورد نظر نسبت به استوا قرار گرفته بودند به عنوان مساحت این سامانه تلقی گردیدند(شکل ۱۳ تا ۳٦). این پربند در نیمه‌ی گرم سال عموماً در عرض‌های جغرافیایی بالاتر مستقر است و بیشترین وسعت را داراست. در این فصول، قسمت‌های شمال ایران و نیمه‌ی دریای خزر، میانه‌ی دریای مدیترانه، نواحی مرکزی اروپا و آمریکای شمالی تحت سیطره این سامانه قرار می‌گیرند. با گذر از فصل بهار، این سامانه نیز باز هم به عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابجا می‌شود تا جایی که در تیرماه به بالاترین عرض جغرافیایی خود می‌رسد. اما با شروع دوره گذار و آغاز دوره سرد سال، این پربند نیز به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین کشیده می‌شود و کمترین مساحت پهنه را فرا می‌گیرد. در بهمن‌ماه به پایین‌ترین عرض جغرافیایی خود می‌رسد و بر روی نواحی جنوب ایران و دریای مدیترانه استقرار می‌یابد. به طور کلی شواهد حاکی از آن است که این سامانه در دوره ۳۰ ساله نخست در مقایسه با دوره ۳۰ ساله دوم، به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر، جابجای بیشتری داشته است.

شکل ۱۳)، وسعت مکانی در فروردین‌ماه دوره اول

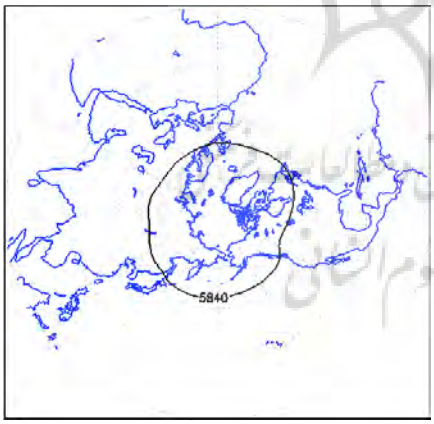
شکل ۱٤)، وسعت مکانی در فروردین‌ماه دوره دوم

شکل ۱۵)، وسعت مکانی در اردیبهشت‌ماه دوره اول

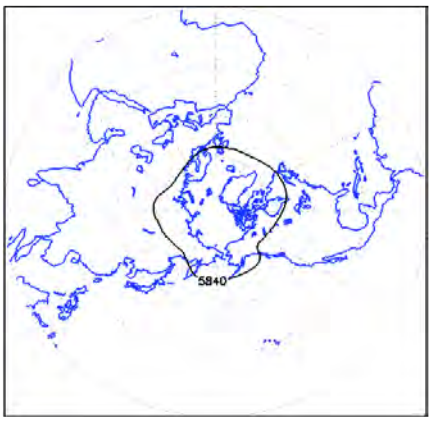


شکل ۱٦)، وسعت مکانی در اردیبهشت‌ماه دوره دوم

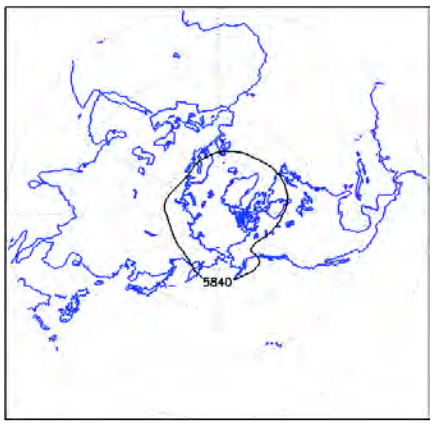
شکل ۱۷)، وسعت مکانی در خردادماه دوره اول



شکل ۱۸)، وسعت مکانی در خردادماه دوره دوم

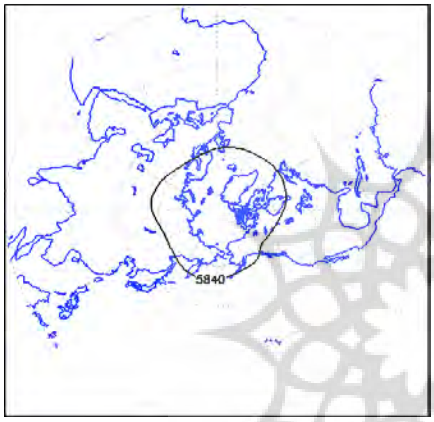


شکل ۱۹)، وسعت مکانی در تیرماه دوره اول

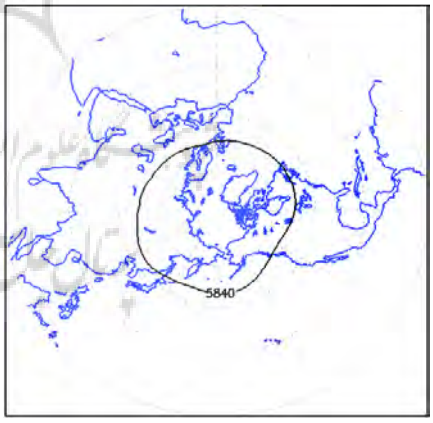


شکل ۲۰)، وسعت مکانی در تیرماه دوره دوم

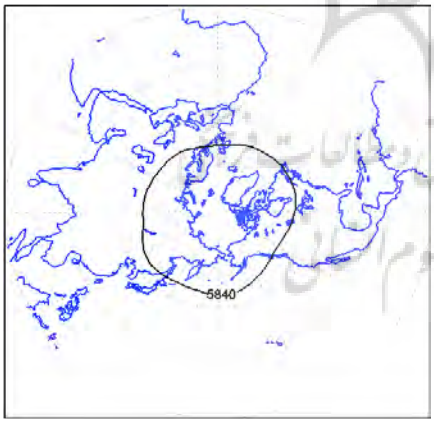
شکل ۲۱)، وسعت مکانی در مردادماه دوره اول



شکل ۲۲)، وسعت مکانی در مردادماه دوره دوم

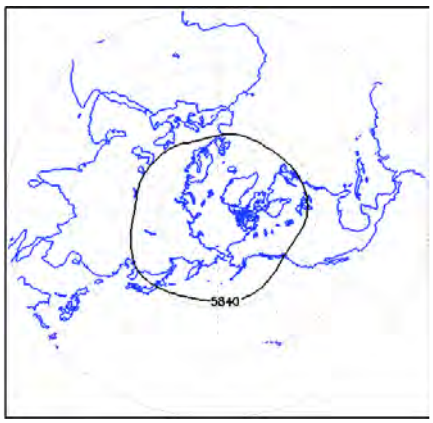


شکل ۲۳)، وسعت مکانی در شهریورماه دوره اول



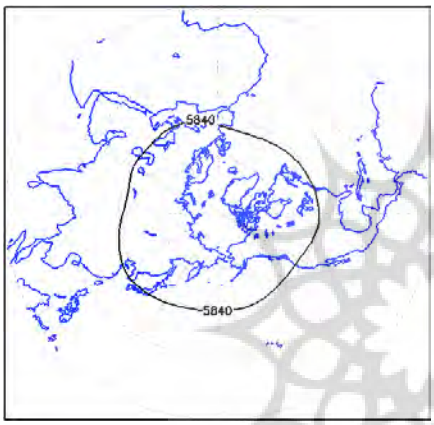
شکل ۲٤)، وسعت مکانی در شهریورماه دوره دوم

شکل ۲۵)، وسعت مکانی در مهرماه دوره اول



شکل ۲۶)، وسعت مکانی در مهرماه دوره دوم

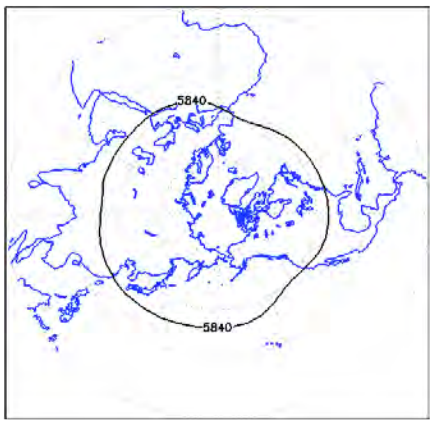
شکل ۲۷)، وسعت مکانی در آبان‌ماه دوره اول



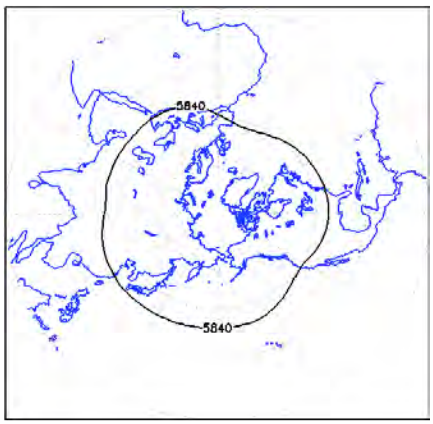
شکل ۲۸)، وسعت مکانی در آبان‌ماه دوره دوم

شکل ۲۹)، وسعت مکانی در آذرماه دوره اول

شکل ۳۰)، وسعت مکانی در آذرماه دوره دوم

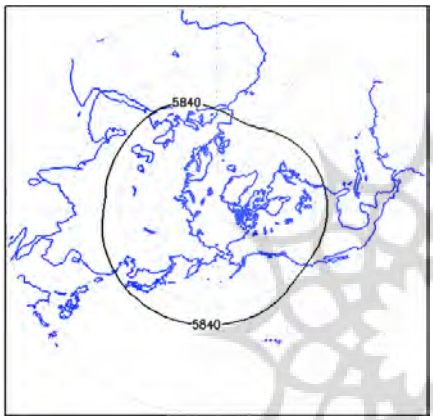


شکل ۳۱)، وسعت مکانی در دی‌ماه دوره اول



شکل ۳۲)، وسعت مکانی در دی‌ماه دوره دوم

شکل ۳۳)، وسعت مکانی در بهمن‌ماه دوره اول



شکل ٣٤)، وسعت مکانی در بهمن‌ماه دوره دوم

شکل ۳۵)، وسعت مکانی در اسفندماه دوره اول

شکل ٣٦)، وسعت مکانی در اسفندماه دوره دوم

نتیجه‌گیری

اقلیم عرض‌های میانه و به ویژه ایران، توسط سامانه‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای و تاوه‌ی قطبی کنترل می‌گردد. به طوری که تغییر فصل در ایران تابعی از تغییرات این دو سامانه است. پیشروی پرفشار جنب حاره‌ای به سوی عرض‌های بالاتر در فصل گرم سال، پسروی تاوه قطبی را به همراه دارد و در دوره‌ی سرد سال بالعکس. نتایج این پژوهش نشان داد که نخست، تمام ماه‌های دوره‌ی مورد بررسی، دارای روند افزایشی(مثبت) مساحت سامانه پرفشار جنب حاره‌ای هستند. بیشترین میزان روند مربوط به مردادماه و کمترین مقدار روند، از آنِ فروردین‌ماه است. این سیر افزایشی از سال‌های ۱۳۵۷ تا ۱۳۸٦ شمسی، رشد بسیار چشمگیری یافته است که متأثر از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس و بویژه افزایش گرمایش جهانی است. دوم اینکه، حد شمالی این سامانه(پربند ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل متر) در نیمه‌ی گرم سال عموماً در عرض‌های جغرافیایی بالا مانند قسمت‌هایی از شمال ایران، میانه دریای مدیترانه، نواحی مرکزی اروپا و آمریکای شمالی مستقر است و بیشترین وسعت را در تیرماه داراست. اما با شروع دوره سرد سال، این پربند نیز به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین کشیده می‌شود و کمترین مساحت را در بهمن‌ماه اشغال می‌کند. بر این اساس، در زمان فعالیت شدید پرفشار جنب حاره در تابستان، پربند ۵۸٤۰ ژئوپتانسیل متر به عرض‌های جغرافیایی بالاتر منتقل می‌شود و اثر این سامانه که پایداری جوی برای مناطق تحت حاکمیت خودش است، در تراز میانی وردسپهر نیز به علت محل رخداد و گسترش اغتشاشات جوی، قابل مشاهده است. کشف علل ظهور چنین رفتارهای متفاوت، ضرورت انجام بررسی‌های دقیقتر در مورد نحوه شکل‌گیری، تکوین پرفشارهای جنب حاره، علل رخداد این وردش‌ها و مطالعه بنیادین در زمینه تغییرات کلان اقلیمی و به طورکلی ماهیت این پرفشارها را الزامی می‌سازد. بنابراین نقش این سامانه با تاوه قطبی و اثرگذاری این دو سامانه در اقلیم ایران و به ویژه در تغییر فصل ایران قابل توجه است.

منابع

بابائیان، ایمان(۱۳۸۰)، بررسی الگوی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز اقلیم‌شناسی، سال اول، شماره ۵، تهران.

حجازی‌زاده، زهرا، (۱۳۷۲)، بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، استادان راهنما: دکتر حسن گنجی و دکتر هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیای طبیعی.

سلیقه، محمد و صادقی‌نیا، علیرضا(۱۳۸۹)، تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره‌ای با بارش تابستانه

جنوب ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، ۹۸-۸۳.

طباطبائی‌نژاد(۱۳۷٦)، بررسی سینوپتیک نوسان پنج ساله پرفشار جنب حاره بر روی ایران در فصل بهار، رساله کارشناسی ارشد هیدرو اقلیم، استاد راهنما: دکتر زهرا حجازی‌زاده، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده ادبیات و علوم انسانی.

علیجانی، بهلول(۱۳۸۱)، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم، تهران.

علیجانی، بهلول، ۱۳۷۸، بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹٦۱، مجله نیوار، شماره٤٥-٤٤، صص۲۹-۷.

علی‌دادی، معصومه(۱۳۸۹)، تاوه قطبی و نقش آن در تعیین نوع و مقدار بارش در غرب میانی ایران، رساله کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، استاد راهنما: دکتر قاسم عزیزی و استاد مشاور: دکتر حسین محمدی، دانشگاه تهران.

قائمی، هوشنگ، زرین، آذر، آزادی، مجید و فرج‌زاده، منوچهر(۱۳۸۸)، تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳، شماره ۱، ۲٤٥-۲۲۰.

مسعودیان، سید ابوالفضل و کاویانی، محمد رضا(۱۳۸۷)، اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول، اصفهان.

Chen, T. C., (2004), Maintenance of summer Monsoon Circulations: A planetary-scale perspective, Journal of Climate, 16, 2022-2037.

Chen, T. C., Yoon, J. H. and Wang, S. Y., (2005), Westward propagation of the Indian Monsoon depression, Tellus, 57A(5), 758-769. Das, P. K., 1986, Monsoons, WMO, No.613, 155- 170.

Galarneau, T. J., Jr., L. F. Bosart, and A. R. Aiyyer, (2008), Closed anticyclones of the subtropics and middle latitudes: A 54-yr climatology (1950-2003) and three case studies. Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting: A Tribute to Fred Sanders, Meteor. Monogr., No. 55, American Meteorology Socity., 349-392.

Lanzante, J. R., (1996), Resistant, roubust and nonparametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples including applications to historical radiosond station data, Int. J. Climatol., 16, 1197-1226.

Qian Y., Zhang Q., Yao Y., Zhang X, (2002), Seasonal variation and heat Preference of the south asia high; Advances in Atmospheric Sciences, Vol. 19, 821-836.

Saaroni, H. and Ziv, B (2000). Summer rain episodes in a mediteranean climate, the case of Israil: Climatological-Dynamicak analysis. International Journal of climatology 20, 191-209.

Sneyers, R., (1990). On the Statistical Analysis of Series of Observations, WMO, Technical Note No. 143, Geneva, Switzerland.

Vinnikov, K.Y., (2002), Trends in Moments of Climatic Indices, Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 2, PP. 141-144.

WMO, (1966), Climatic Change, WMO Technical Note 79, Geneva.

Wu, G. X. and Liu, Y., (2003), Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation, Geophysic Research Letter., 30(5), 201,doi:10.1029/2002.

Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., Farajzadeh, M., (2010), The Spatial Pattern of Summertime Subtropical Anticyclones over Asia and Africa: A Climatology Review, International Journal of Climatology, Vol. 30, 159-173.

Ziv, B., Saaroni, H. and Alpert, P.,(2004), The factors governing the summer regime of the Eastern editerranean, International Journal of climatology 24, 1859-1871.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی