

نقش پُرفشار جنب حارّه، در توزیع مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران

امیرحسین حلبیان* - استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام‌نور
مهران شبانکاری - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه شهید چمران اهواز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۰۶/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۰/۰۹/۱۱

چکیده

در این پژوهش، آرایش فضایی و الگوی زمانی شدت پُرفشار جنب حارّه، در تراز میانی وردسپهر با استفاده از داده‌های روزانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل، در یک دوره‌ی زمانی ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز از یازدهم دی‌ماه ۱۳۲۹ تا دهم دی‌ماه ۱۳۸۴ بررسی شده است. نخست برای تحلیل آرایش فضایی پُرفشار جنب حارّه و اندرکنش آن با سامانه‌های مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه شد. آنگاه، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش "پیوند وارد" روی این مقادیر انجام گرفت. بر پایه‌ی این تحلیل، پنج آرایش گردشی در چارچوب دوره‌های سرد، گذار و گرم در نیمکره‌ی شمالی شناسایی شدند. برای تحلیل الگوی زمانی شدت پُرفشار جنب حارّه با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی وردسپهر برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استانداردسازی شد. بدین ترتیب، آرایه‌ای به ابعاد 19724×1 به‌دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت و منفی (تشدید و تضعیف پُرفشار جنب حارّه) در هر روز بود. مقایسه‌ی فراوانی روزهای وقوع فاز مثبت با فراوانی روزهای رویداد فاز منفی، در تراز مورد بررسی نشان داد که طی نیم قرن گذشته، روزهای تشدید و حضور قوی پُرفشار جنب حارّه نسبت به روزهای تضعیف این سامانه‌ی دینامیکی، افزایش یافته است. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه‌ی آماره‌ی کای دو (χ^2) در طول دوره‌ی آماری (۱۳۸۳-۱۳۳۰) نشان داد که وقوع بارش، کمابیش در ۳٪ از ایستگاه‌های بررسی شده (۳۲ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر پُرفشار جنب حارّه است. این ایستگاه‌ها بیشتر کرانه‌ها و پس‌کرانه‌های جنوبی خزر و نواحی شمال غرب کشور را در بر می‌گیرند. از سوی دیگر، وقوع بارش کمابیش در ۹۷٪ ایستگاه‌های مورد بررسی (۱۰۳۴ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر پُرفشار جنب حارّه نیست و به‌شدت تحت کنترل پُرفشار جنب حارّه در زمان حاکمیت این سامانه بر روی ایران است.

کلیدواژه‌ها: پُرفشار جنب حارّه، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، آماره‌ی کای دو (χ^2)، بارش روزانه‌ی ایران.

مقدمه

ایران با توجه به موقعیت عرض جغرافیایی که در آن واقع شده است؛ به‌عنوان منطقه‌ی گذار برای دو سامانه‌ی جوّی کلان‌مقیاس از عناصر گردش عمومی هواسپهر شمرده می‌شود. این سرزمین در طول سال به‌تناوب، دو بار در معرض گسترش جریان‌های غربی و پُرفشار جنب حاره قرار می‌گیرد. زمان و میزان جابه‌جایی این دو سامانه، تعیین‌کننده‌ی اصلی دوره‌های خشک و مرطوب ایران به‌شمار می‌رود. این سامانه‌ها طی سال نوسان‌هایی به‌سمت شمال و جنوب خاستگاه اصلی خود دارند. ایران در دوره‌ی گرم سال با توجه به موقعیت جغرافیایی خود، به‌مرور تحت استیلای پُرفشار جنب حاره است. در این دوره، زبانه‌ای از پُرفشار جنب حاره‌ای اقیانوس اطلس روی ایران استقرار می‌یابد و در این حالت، جوّ فراز ایران پُرفشار است. گسترش عمودی این پُرفشار بر بالای ایران از تراز ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال ادامه یافته و در نتیجه، هوایی گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران حاکم می‌شود.

گرچه درباره‌ی تأثیر الگوهای گردش هواسپهر بر عناصر اقلیمی، پژوهش‌هایی در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف در جهان انجام شده است؛ اما مروری بر پژوهش‌های انجام شده در مورد نقش پُرفشار جنب حاره در توزیع مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران، حکایت از کمبود پژوهش‌ها در این زمینه دارد. پریزراکوس^۱ (۱۹۸۴) با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم‌ضخامت و نقشه‌های نابهنجاری آنها، گسترش پُرفشار آزور را به‌سمت منطقه‌ی بالکان و یونان مورد بررسی قرار داد. از دید وی، گسترش این پُرفشار بیشتر مرهون وزش تاوایی نسبی منفی به طرف بالکان، به‌سبب وجود یک فراز به‌نسبت بزرگ بوده است. بل و بوسارت^۲ (۱۹۸۹) ضمن بررسی اقلیم‌شناسی مراکز چرخند و واچرخند بسته در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان دادند که مراکز چرخند بسته اغلب در عرض‌های جنب حاره واقع شده‌اند و در تابستان بیشینه‌های ارتفاعی آنها روی خشکی‌های جنوب‌غرب آمریکا، شمال‌غرب آفریقا، جنوب ایران، فلات تبت و جنوب‌شرق چین استقرار می‌یابند.

دیویس و همکاران (۱۹۹۷) تغییرپذیری مکانی و زمانی پُرفشار آزور را در دوره‌ی زمانی ۱۸۹۹ تا ۱۹۹۰ بررسی کردند و الگوهای فضایی این سامانه‌ی پُرفشار را در خلال تابستان و زمستان شناسایی کردند. کاتسولیس و همکاران^۳ (۱۹۹۸) با بررسی الگوهای واچرخندی ماهانه در جنوب اروپا و ناحیه‌ی مدیترانه، دریافتند که پراکندگی مراکز واچرخندی روی بخش‌های غربی ناحیه‌ی مطالعاتی، در تمام طول سال متأثر از جابه‌جایی فصلی واچرخند آزور است. کاپالا و همکاران^۴ (۱۹۹۸) با بررسی رفتار مراکز عمل روی اطلس به این نتیجه رسیدند که تغییرات بارندگی‌های اطلس حاره‌ای نشان می‌دهد که افزایش ناهنجاری‌های بارش با نوسان‌های کمربند همگرایی حاره‌ای و هر دو پُرفشار جنب حاره‌ای اطلس (پُرفشار آزور و اطلس جنوبی) ارتباط دارد. توموزیو و همکاران^۵ (۲۰۰۵) ارتباط الگوهای گردش جوّی بزرگ‌مقیاس را با تغییرپذیری مکانی بارش زمستانی در رومانی مورد مطالعه قرار دادند. براساس این پژوهش، فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) و کاهش فعالیت بلوکینگ زمستانی، می‌تواند یکی از عوامل کاهش بارش زمستانی در رومانی

1. Prezerakos

2. Bell & Bosart

3. Katsoulis et al

4. Kapala et al

5. Tomozeiu et al

باشد. سانتوز و همکاران^۱ (۲۰۰۵، ۵۰-۳۳) با بهره‌گیری از خوشه‌بندی غیرسلسله‌مراتبی یا ناپایگانی (K میانگین)، رژیم‌های هوایی و ارتباط آن با بارش‌های زمستانی پرتغال را مورد بررسی قرار دادند. براساس یافته‌های این پژوهش، پنج رژیم هوایی C، W، NAO⁻، NAO⁺ و E از یکدیگر متمایز شدند. در این بین ویژگی عمده‌ی رژیم NAO⁺، تشدید پرفشار جنب حاره است که با گسترش روی شبه‌جزیره‌ی ایبری، به‌طور معمول شرایط اقلیمی خشکی را به‌همراه می‌آورد. گالازیو و همکاران (۲۰۰۸) نیز با بررسی واچرخندهای بسته تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به این نتیجه رسیدند که این سامانه‌ها، در تمام طول سال روی اقیانوس‌های جنب حاره و در تابستان روی قاره‌های جنب حاره استقرار می‌یابند. زرین و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی الگوی فضایی پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه‌ی آسیا و آفریقا پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان می‌دهد که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مراکز پرفشار تابستانه در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر وجود دارد. پرفشار جنب حاره‌ای آזור در ترازهای زیرین، در شرق اطلس شمالی واقع شده است. در ترازهای میانی، مرکز پرفشار روی شمال‌غرب آفریقا، شبه‌جزیره‌ی عربستان و فلات ایران متمرکز است. در وردسپهر فوقانی، موقعیت جغرافیایی مراکز پرفشار و فراوانی‌های آنها در فصل تابستان، نشان از یک الگوی پراکنده از جنوب چین تا غرب ایران، در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و یک الگوی دو مدتی روی تبت و فلات ایران در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال دارد.

در داخل کشور حجازی‌زاده (۱۳۷۲) با بررسی نوسان‌های پرفشار جنب حاره و تأثیر آن در تغییر فصل ایران، نتیجه گرفته است که نوسان‌های دو مؤلفه‌ی پرفشار جنب حاره و تاوه‌ی قطبی، منجر به تغییر فصل ایران و درنهایت، آغاز بارندگی در ماه سپتامبر یا اکتبر می‌شود. حبیبی (۱۳۷۷) ضمن بررسی و شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند، به این نتیجه می‌رسد که ایران با قرار گرفتن در بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۰ درجه‌ی شمالی، تحت تأثیر پرفشار جنب حاره است و حرکت محور این پرفشار، به وضعیت و شیوه‌ی قرار گرفتن تاوه‌ی قطبی در وردسپهر فوقانی و محور رودباد بستگی دارد. خوش‌اخلاق (۱۳۷۷) با تعیین فراوانی‌های مربوط به خشکسالی‌های فراگیر ایران نتیجه گرفته است که تأثیر سامانه‌ی پرفشار جنب حاره، بارندگی بخش‌های جنوبی کشور را نسبت به بخش‌های شمالی و غربی به‌گونه‌ای محسوس کاهش می‌دهد. فهامی (۱۳۸۰) ضمن بررسی پرفشار جنب حاره و ارتباط آن با تابستان‌های گرم ایران، نشان داد که موقعیت محور، مرکز ارتفاع زیاد جنب حاره‌ای و جهت باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای وقوع دمای حداکثر و میزان ابرناکی و فرارفت هوا در تعیین دمای حداقل، عوامل مهمی هستند. علیجانی (۱۳۸۱) با مطالعه‌ی همدید الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه، با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی نتیجه گرفته است که در دوره‌ی سرد سال، بادهای غربی قوی‌تر بوده و کمابیش تمام منطقه را فرامی‌گیرند؛ اما در دوره‌ی گرم سال ضعیف‌تر می‌شوند و جای آنها پرفشار جنب حاره‌ای آזור گسترش می‌یابد که جابه‌جایی آن، ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره است. مفیدی (۱۳۸۷) با تحلیل گردش جو تابستانه روی ایران نشان داد که مرکز پرفشار جنب حاره‌ای، طی پنج روز پایانی ماه می در طول ۴۵ درجه‌ی شرقی و عرض ۲۲/۵ درجه‌ی شمالی، بیشینه‌ی شدت و ارتفاع ژئوپتانسیل خود را تجربه می‌کند. محمدنژاد و همکاران (۱۳۸۸) در پژوهشی، اثر بازه‌ی نوسان سالانه‌ی کمربند پرفشار جنب حاره بر

چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران را بررسی کرده‌اند. نتایج این بررسی نشان داده است که بین بازه‌ی نوسان سالانه‌ی کمربند پُرفشار جنب حارّه در شرق مدیترانه و فراوانی چرخندهای مرکز شرق مدیترانه، ضریب همبستگی ۰/۶۴۳ وجود دارد و اثر این بازه‌ی نوسان بر بخش‌های غرب و شمال‌غرب ایران معنادار است. سلیقه و صادقی‌نیا (۱۳۸۹) با بررسی تغییرات مکانی پُرفشار جنب حارّه در بارش‌های تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی ایران، دو الگوی متفاوت را شناسایی کرده‌اند. در الگوی نوع اول، در نتیجه‌ی حرکت چرخندی سیستم موسمی، رطوبت اقیانوس هند و دریا‌های مجاور به سطوح پایین وردسپهر انتقال می‌یابد. در سطوح میانی، ناوه‌ی غربی به سمت نیمه‌ی جنوبی ایران گسترش یافته و سبب عقب‌نشینی زبانه‌ی پُرفشار جنب حارّه به عرض‌های پایین می‌شود. در الگوی نوع دوم، سیستم موسمی به سمت ناحیه‌ی مورد مطالعه گسترش یافته و همراه با نزدیک شدن کم‌فشارهای موسمی، بارش‌های شدیدی رخ داده است.

مواد و روش‌ها

هدف از مطالعات همدید، تبیین اندرکنش‌های کلیدی میان جو و محیط سطحی و به‌گفته‌ای، کشف رابطه میان الگوهای جریان‌های جوّی با رویدادهای محیطی است (یارنال، ۱۹۹۳، برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵، ۱). داده‌های جوّی لازم برای انجام این پژوهش همدید، از پایگاه داده‌ی مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی مرکز ملی پژوهش‌های جوّی ایالات متّحده‌ی آمریکا (NCEP^۱ / NCAR^۲) برداشت شده است. در این راستا، برای تحلیل آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها $2/5 \times 2/5$ درجه‌ی قوسی است، در محدوده‌ی نیمکره‌ی شمالی؛ یعنی در فاصله‌ی صفر تا ۹۰ درجه‌ی شمالی، ۳۷ یاخته‌ی عرضی و در فاصله‌ی ۱۸۰ درجه‌ی غربی تا ۱۸۰ درجه‌ی شرقی، ۱۴۴ یاخته‌ی طولی وجود دارد. به این ترتیب، هر یک از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز، آرایه‌ای در ابعاد 144×37 ، شامل ۵۳۲۸ یاخته‌ی مکانی است. از آنجاکه برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همدید صفر، شش، دوازده و هجده وجود دارد، به‌دلیل نزدیکی به میانه‌ی اقلیمی روز، تنها از داده‌های ساعت ۱۲ GMT استفاده شده است که به‌وقت رسمی ایران برابر با ساعت ۱۵/۵ است.

مطالعاتی که تا کنون در زمینه‌ی شناسایی الگوهای گردشی انجام گرفته، اغلب دربرگیرنده‌ی یک دوره‌ی زمانی ده‌ساله یا کوتاه‌تر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۴، ۴). در این پژوهش برای شناسایی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت ۱۲ GMT از اوّل ژانویه‌ی ۱۹۵۱ (یازدهم دی ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر ۲۰۰۵ (دهم دی ماه ۱۳۸۴)؛ یعنی یک دوره‌ی ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز انتخاب و بررسی شده است. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز میانی جو آرایه‌ای به ابعاد 20089×5328 ، شامل ۲۰۰۸۹ یاخته‌ی زمانی و ۵۳۲۸ یاخته‌ی مکانی است. سطرهای آرایه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده‌ی زمان برحسب روز و ستون‌های این آرایه، نماینده‌ی مکان برحسب فواصل $2/5$ درجه‌ی قوسی هستند. بنابراین آرایه‌ی حاصله دارای آرایش S است. برای تحلیل آرایش فضایی پُرفشار جنب حارّه و شیوه‌ی تعامل آن با الگوهای مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT در تراز مورد بحث، برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی (از اوّل فروردین تا سی‌ام اسفند) به روش زیر محاسبه شده است.

1. National Center for Atmospheric Research (NCAR)

2. National Centers for Environmental Prediction (NCEP)

$$MDHGT_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1329}^{1384} HGT_{j,i} \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

در این رابطه:

$HGT_{j,i}$: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل روز i ام از سال j ام است ($i = 1 \dots 366$, $j = 1329 \dots 1384$). پس از محاسبه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز گفته شده برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی، به‌منظور دستیابی به آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به‌روش "پیوند وارد" در نرم‌افزار Matlab روی این مقادیر انجام گرفت. برای محاسبه‌ی درجه‌ی همانندی از "فاصله‌ی اقلیدسی" و برای پیوند مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند، از شیوه‌ی "پیوند وارد" بهره گرفته شد.

در این پژوهش با توجه به موقعیت متوسط پرفشار جنب حاره در وردسپهر میانی، چارچوب پوش مناسب برای شناسایی و تحلیل آهنگ زمانی شدت این پرفشار، از ۱۵ درجه‌ی شرقی تا ۵۲/۵ درجه‌ی غربی و ۱۲/۵ تا ۴۰ درجه‌ی شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه‌ی قوسی است، در فاصله‌ی ۱۲/۵ تا ۴۰ درجه‌ی شمالی، ۱۲ یاخته‌ی عرضی و در فاصله‌ی ۱۵ درجه‌ی شرقی تا ۵۲/۵ درجه‌ی غربی، ۳۰ یاخته‌ی طولی و در مجموع ۳۶۰ یاخته وجود دارد. از آنجاکه مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد، برای محاسبه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی وردسپهر، کسینوس عرض جغرافیایی به‌عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. سپس به‌منظور تحلیل الگوی زمانی شدت پرفشار جنب حاره، مقدار شاخص شدت این پرفشار (STHI)^۱ برای هر روز، طی دوره‌ی آماری ۵۵ ساله (۱۳۸۴-۱۳۲۹) با رابطه‌ی شماره‌ی ۲ محاسبه شد.

$$STI_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^{280} W_i} \sum_{i=1}^{280} W_i HGT_{i,j} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

$$w_i = \cos(Lat_i) \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

در رابطه‌ی شماره‌ی ۳:

$STHI_j$: مقدار شاخص شدت پرفشار جنب حاره برای روز j ام.

$HGT_{i,j}$: مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته i ام در روز j ام ($i = 1 \dots 360$, $j = 1 \dots 20089$).

در ادامه، مقدار شاخص شدت استاندارد شده‌ی پرفشار جنب حاره (SSTHI)^۲ به‌عنوان معیاری برای تحلیل تغییرات زمانی شدت این سامانه‌ی پرفشار با رابطه‌ی شماره‌ی ۴ برآورد شد.

$$SSTHI_j = \frac{STHI_j - \overline{STHI}}{SD} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

در رابطه‌ی فوق:

$SSTHI_j$: مقدار شاخص شدت استاندارد شده‌ی پرفشار جنب حاره برای روز j ام ($j = 1 \dots 20089$);

1. Subtropical High Intensity Index
2. Standardized Subtropical High Intensity Index

$STHII_j$: مقدار شاخص شدت پُرفشار جنب حاره برای روز زام؛
 \overline{STHII} : میانگین ۵۵ ساله‌ی مقدار شاخص شدت پُرفشار جنب حاره؛
 SD : انحراف معیار ۵۵ ساله‌ی مقدار شاخص شدت پُرفشار جنب حاره .

پس از استانداردسازی مقادیر شاخص شدت پُرفشار جنب حاره در تراز مورد بحث از طریق رابطه‌ی شماره‌ی ۴، آرایه‌ای با آرایش P و به ابعاد $1 \times 89 \times 20$ به دست می‌آید که شامل ناهنجاری‌های مقادیر شاخص شدت پُرفشار جنب حاره در هر روز است. این ناهنجاری‌ها بدون بُعد است. مقادیر مثبت این آرایه، نشان‌دهنده‌ی افزایش مقدار شاخص شدت این سامانه‌ی پُرفشار از حد میانگین و مقادیر منفی، نشانه‌ی کاهش آن است. از آنجاکه در این پژوهش تقویم میلادی به کار گرفته شده است، برای استفاده از تقویم خورشیدی، ضمن انطباق زمانی این دو تقویم، یک دوره‌ی زمانی ۵۴ ساله (۱۳۸۳-۱۳۳۰) برای تحلیل الگوی زمانی شدت پُرفشار جنب حاره انتخاب شد.

در این پژوهش برای آشکارسازی نقش پُرفشار جنب حاره در پراکنش مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران، ضمن بهره‌گیری از اطلاعات ۱۴۳۷ ایستگاه سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی کشور با دوره‌ی آماری (۱۳۸۳-۱۳۳۰) بیشتر از داده‌های بارش روزانه‌ی ایستگاه‌هایی استفاده شد که طول دوره‌ی آماری حداقل پنج سال داشته‌اند. بر این اساس، داده‌های بارش روزانه‌ی شمار ۱۰۶۶ ایستگاه کشور انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. در ادامه، ضمن انطباق زمانی دو فراسنج شاخص شدت استاندارد شده پُرفشار جنب حاره و داده‌های بارش، یک دوره‌ی آماری مشترک ۵۴ ساله (۱۳۸۳-۱۳۳۰) مشتمل بر ۱۹۷۲۴ روز انتخاب شد. آنگاه، به منظور تحلیل ارتباط پُرفشار جنب حاره با بارش روزانه‌ی ایران، از روش آماری جدول توافقی بهره گرفته شد. در روش جدول توافقی، آماره‌ی آزمون به صورت رابطه‌ی شماره‌ی ۵ تعریف می‌شود (باتاچاریا، ۱۹۷۷، برگردان شهر آشوب و میکائیلی، ۱۳۶۹، ۵۰۵):

$$\chi^2 = \sum \frac{(n_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}} \quad E_{ij} = \frac{n_{i \cdot} \cdot n_{\cdot j}}{n} \quad \text{رابطه‌ی ۵}$$

در این رابطه:

χ^2 : آماره‌ی کای دو؛

n_{ij} : فراوانی مشاهده شده روی سطر i ام و ستون j ام؛

E_{ij} : فراوانی مورد انتظار تحت فرض صفر (استقلال) روی سطر i ام و ستون j ام است.

بر این اساس، فرض صفر (استقلال) و فرض مقابل را به زبان ریاضی می‌توان به شکل رابطه‌ی ۶ و ۷

نوشت:

$$H_0: n_{ij} = E_{ij} \quad \text{رابطه‌ی ۶}$$

$$H_1: n_{ij} \neq E_{ij} \quad \text{رابطه‌ی ۷}$$

تعداد درجه آزادی برای آماره‌ی کای دو در جدول توافقی $r \times c$ (تعداد ستون‌ها \times تعداد سطرها)

برابر است با:

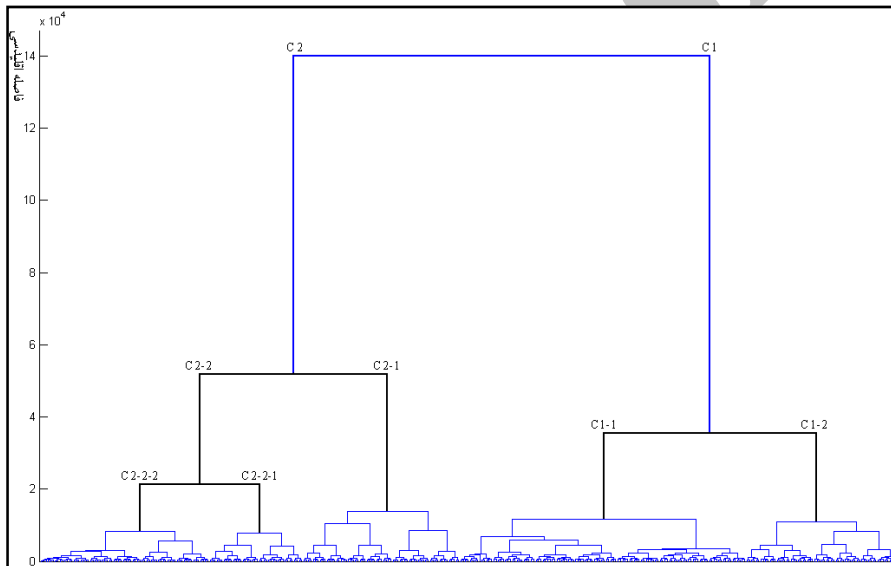
$$d.f = (r - 1)(c - 1) \quad \text{رابطه‌ی ۸}$$

دنباله‌ی بالایی توزیع کای دو با $d.f = (r - 1)(c - 1)$ به عنوان ناحیه‌ی رد به کار می‌رود. در روش

جدول توافقی، هرگاه کای دو مشاهده شده (حاصل از محاسبه‌های پیش) بزرگتر از مقدار کای دو جدول $(\chi^2 \alpha)$ باشد، فرض صفر (استقلال) در سطح معنادار بودن α رد می‌شود. در عین حال، چنانچه کای دو مشاهده شده کوچکتر از مقدار کای دو جدول $(\chi^2 \alpha)$ باشد، فرض صفر (استقلال) در سطح معنادار بودن α رد نمی‌شود. α اندازه‌ی ناحیه‌ی بحرانی است که اغلب به مقدار ۰/۰۱ یا ۰/۰۵ انتخاب می‌شود.

تحلیل آرایش فضایی پرفشار جنب حاره

برای دستیابی به آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، یک تحلیل خوشه‌ای انباشتی پایگانی به‌شیوه‌ی "پیوند وارد" روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT انجام گرفت. بر پایه‌ی این تحلیل می‌توان پنج آرایش گردشی در نیمکره‌ی شمالی را شناسایی کرد (شکل شماره‌ی ۱).

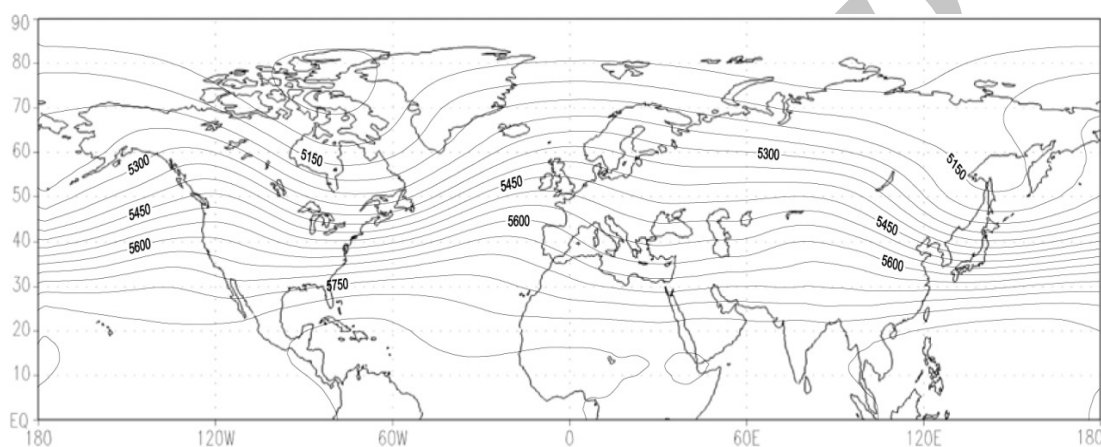


شکل ۱. خوشه‌بندی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی

۱- آرایش گردشی دوره‌ی سرد (۱-۱)

این آرایش که از نظر زمانی هم‌زمان با دوره‌ی سرد سال است، از هشتم آذر تا نهم فرودین (به‌مدت ۱۲۱ روز) حاکم می‌شود. از ویژگی‌های این آرایش گردشی، انتقال پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۲۵ درجه و حاکمیت بادهای غربی، همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۲۵ درجه است. پرفشار جنب حاره در زمان رخداد این آرایش گردشی با محور غربی - شرقی کانون ترجیحی ندارد و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر که از شرق دریاچه‌ی چاد در آفریقا تا جنوب مکزیک در جهت مداری گسترده شده، می‌تواند نمادی از وجود این پرفشار تلقی شود (شکل شماره‌ی ۲). مقایسه‌ی این آرایش با زمان دوم وقوع آرایش گردشی ۱-۲ (دوره‌ی انتهایی پاییز) نشان می‌دهد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار اندکی به‌سمت عرض‌های پایین‌تر مهاجرت کرده است. در عین حال، این پرفشار هم‌زمان با آغاز دوره‌ی سرد سال، ضمن

تضعیف شدید، قلمرو مداری خویش را نیز کاهش می‌دهد. از این رو، پُرفشار جنب حاره در زمان رخداد این آرایش گردشی از سوی شرق، کمابیش تا شرق دریاچه‌ی چاد و از سمت غرب تا روی خلیج تهوانتیک^۱ در جنوب مکزیک گسترده شده است که نشان از کاهش قلمرو مداری آن، نسبت به زمان دوم وقوع آرایش گردشی ۱-۲ (دوره‌ی انتهایی پاییز) دارد. در مجموع، این آرایش گردشی تضعیف بیشینه‌ی این سامانه‌ی پُرفشار را نشان می‌دهد. در این آرایش گردشی، حد بیرونی پُرفشار جنب حاره را منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر تعیین می‌کند (شکل شماره‌ی ۲).



شکل ۲. آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، در دوره‌ی سرد

بادهای غربی در زمان وقوع این آرایش گردشی، علاوه بر توسعه‌ی حوزه‌ی نفوذ و حاکمیت خود تا عرض‌های پایین، به سبب افزایش شیو نصف‌النهاری دما و فشار، تشدید و تقویت می‌شوند و در عین حال، تمایل بیشتری به وزش مداری دارند. کاهش بسامد امواج رزبای در آرایش مزبور، حکایت از چنین موضوعی دارد. در واقع رخداد این آرایش گردشی، حاکمیت و گسترش بیشینه‌ی قلمرو بادهای غربی را آشکار می‌کند؛ به گونه‌ای که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهایی پاییز) به ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در این آرایش گردشی تبدیل شده است. این بدان معنی است که در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی، به سبب سرمایش شدید حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه‌ی استوایی نیز، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر که حد بیرونی بادهای غربی قلمداد می‌شود، کمابیش به ترتیب از میان و جنوب دریا‌های سرخ و عمان عبور می‌کند. از این رو، ایران به طور کامل زیر نفوذ بادهای غربی قرار می‌گیرد. در واقع، آرایش مزبور پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد خود را نشان می‌دهد. در زمان استقرار این آرایش گردشی، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز وردسپهر میانی روی خلیج فارس و جنوب ایران، ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر است که در نیمه‌ی جنوبی خزر و شمال غربی کشور به ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر تغییر می‌یابد. این آرایش نمایانگر وجود الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی، به پیروی از تأثیر دینامیکی ناهموازی‌ها و تغییرات دمایی اقیانوس‌هاست.

آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع تراز و ردسپهر میانی، در واقع الگوی سه موج بلند دوره‌ی سرد نیمکره‌ی شمالی (موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) را آشکار می‌کند. در عین حال، وقوع این آرایش گردشی، استقرار فرود روی پهنه‌های آبی مدیترانه و دریای سیاه و سیطره‌ی جریان‌های مداری روی کشور را نشان می‌دهد. از این رو، ایران به سبب قرارگیری در قسمت جلوی موج بلند مدیترانه از شرایط ناپایداری بهره‌مند است. فرود مدیترانه در زمان این آرایش گردشی فاصله‌ی زیادی از سطح زمین ندارد. بنابراین، به دلیل عمق مناسب و ارتفاع کم (کمتر از ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر)، می‌تواند سازوکار ایجاد ناپایداری و تولید بارش را در ایران مهیا کند (شکل شماره ۲).

۲- آرایش گردشی ابتدای بهار - انتهای پاییز (۱-۲)

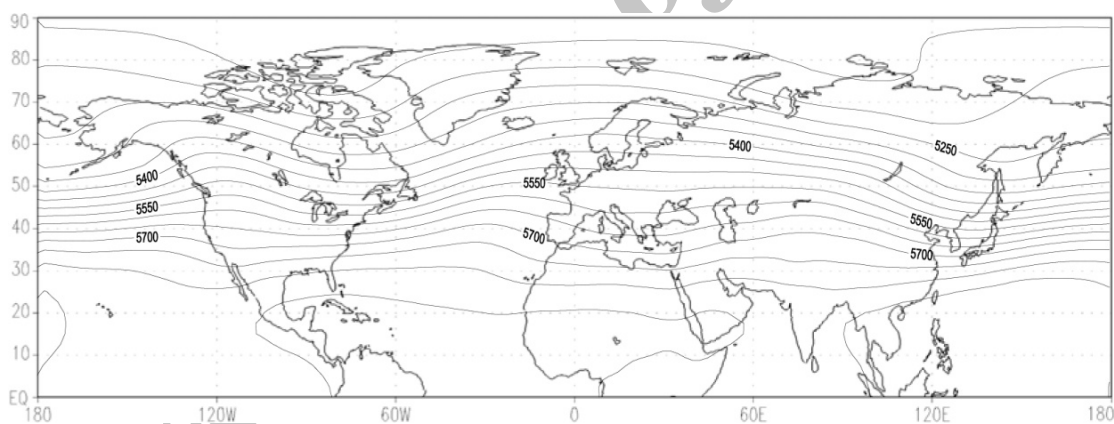
از آنجا که زمان اول وقوع این آرایش گردشی از دهم فروردین تا چهارم اردیبهشت (۲۶ روز) و زمان دوم وقوع آن از بیست‌ونهم مهر تا هفتم آذر (۳۹ روز) به درازا می‌کشد، می‌توان آن را آرایش گردشی ابتدای بهار - انتهای پاییز نامید.

آرایش مزبور نشان از انتقال پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۳۰ درجه و سیطره‌ی بادهای غربی مواج در عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه دارد. پرفشار جنب حاره با محور غربی - شرقی در زمان استقرار این آرایش گردشی کماکان کانون ترجیحی نداشته و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر، می‌تواند عرصه‌ی این سامانه‌ی پرفشار را نشان دهد (شکل شماره ۳). مقایسه‌ی زمان اول وقوع این آرایش گردشی (دوره‌ی ابتدای بهار) با آرایش دوره‌ی سرد، حاکی از این است که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار، اندکی به سوی عرض‌های بالاتر مهاجرت کرده است. در عین حال، این سامانه هم‌زمان با خاتمه‌ی دوره‌ی سرد، ضمن تقویت، قلمرو مداری خود را نیز گسترش می‌دهد. بر این اساس، پرفشار جنب حاره از سمت شرق تا خلیج عدن و از سوی غرب تا اقیانوس آرام شرقی در جنوب مکزیک گسترش می‌یابد. در مجموع، وقوع زمان اول این آرایش گردشی (دوره‌ی ابتدای بهار)، نشان از تقویت پرفشار جنب حاره در مقایسه با آرایش دوره‌ی سرد دارد. مقایسه‌ی زمان دوم وقوع این آرایش گردشی (دوره‌ی انتهای پاییز) با زمان دوم وقوع الگوی ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) نیز حاکی از آن است که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار از قلمرو مداری خویش، به سبب عقب‌نشینی بیشتر و تشدید تضعیف کاسته است. حد بیرونی پرفشار مزبور را در این آرایش گردشی، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر نشان می‌دهد (شکل شماره ۳).

از نظر زمانی، مقایسه‌ی زمان اول وقوع این آرایش گردشی (دوره‌ی ابتدای بهار) با آرایش دوره‌ی سرد، نشانگر عقب‌نشینی بادهای غربی در جهت نصف‌النهار به سمت عرض‌های بالاتر است. بر این اساس، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در آرایش دوره‌ی سرد، به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول وقوع این آرایش (دوره‌ی ابتدای بهار) تبدیل شده است. این بدان مفهوم است که در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی ارتفاع تراز و ردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی، به سبب افزایش دما، حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. در حاشیه‌ی استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر، به عنوان حد بیرونی بادهای غربی از غرب خلیج فارس و نواحی جنوبی ایران گذر می‌کند که نشان از عقب‌نشینی و کاهش قلمرو نصف‌النهار بادهای غربی در مقایسه با آرایش دوره‌ی سرد و در عین حال سیطره‌ی بادهای غربی بر گستره‌ی وسیعی از کشور دارد. از سوی، مقایسه‌ی زمان دوم وقوع این آرایش (دوره‌ی انتهای پاییز) با زمان دوم وقوع

آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) بیانگر تقویت و گسترش قلمرو بادهای غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر است (شکل شماره‌ی ۳). بر این اساس، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، به سبب سرمایه‌ی شدید، حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر از ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی کاسته شده است. به بیان دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهایی پاییز) تبدیل شده است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر، به عنوان حد بیرونی بادهای غربی از نیمه‌ی شمالی کشور، در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) به نواحی جنوبی ایران در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهایی پاییز)، حاکی از پیشروی و گسترش نصف‌النهار محدودده‌ی بادهای غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر است.

در زمان وقوع این آرایش گردشی، هم‌زمان با استقرار فرود روی مدیترانه و به دلیل موقعیت ایران در قسمت جلوی این موج بلند، سازوکار ناپایداری در کشور مهیّا می‌شود. از سوی دیگر در این آرایش گردشی، فرودی نیز روی بخش شمالی دریای سرخ مشاهده می‌شود (شکل شماره‌ی ۳). در این حالت نیز، به سبب برخورد هوای گرم و مرطوب آفریقای شمالی با هوای سرد اروپایی، زمینه‌ی تشکیل سامانه‌های باران‌زا ایجاد می‌شود. این سامانه‌ها به صورت منفرد یا ترکیب با کم‌فشارهای مدیترانه‌ای، می‌توانند همراه با بادهای غربی هنگام ورود به ایران، موجب رخداد بارش شوند.



شکل ۳. آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، در ابتدای بهار - انتهایی پاییز

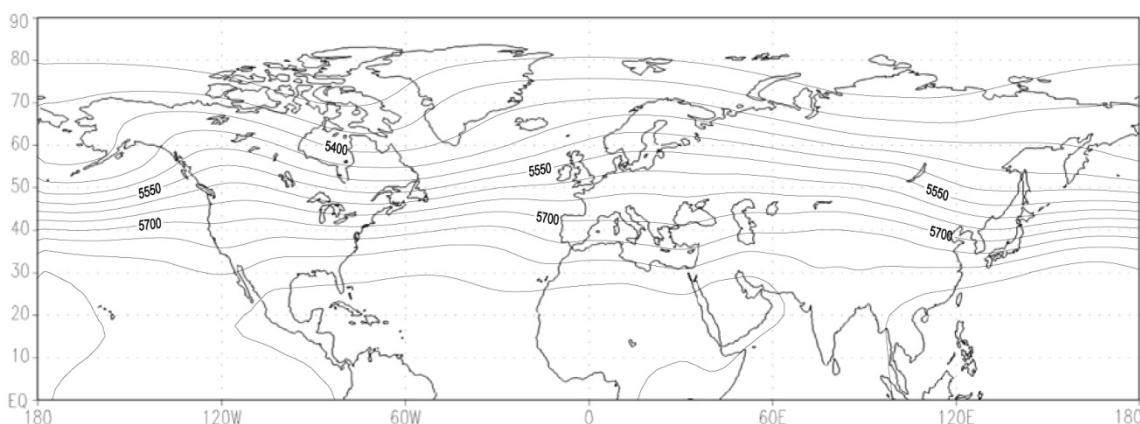
۳- آرایش گردشی انتهایی بهار - ابتدای پاییز (۱-۲)

زمان اول وقوع این آرایش از پنجم اردیبهشت تا هشتم خرداد (به مدت ۳۵ روز) و زمان دوم وقوع آن از بیست‌وهشتم شهریور تا بیست‌وهشتم مهر (به مدت ۳۲ روز) است. وقوع این آرایش گردشی در دو دوره‌ی زمانی، از یک سو هم‌زمان با دوره‌ی انتهایی بهار و از دیگر سو، منطبق با دوره‌ی ابتدای پاییز است، از این رو می‌توان آن را آرایش گردشی انتهایی بهار - ابتدای پاییز نامید.

این آرایش سیطره‌ی پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۲ درجه و حاکمیت بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۲ درجه را آشکار می‌کند. پرفشار جنب حاره در زمان استقرار این آرایش با محور غربی - شرقی، کماکان کانون ترجیحی ندارد و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر، می‌تواند نماد وجود این

سامانه‌ی پرفشار تلقی شود (شکل شماره‌ی ۴). مقایسه‌ی زمان اول وقوع این آرایش (دوره‌ی انتهای بهار) با زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) حکایت از جابه‌جایی پرفشار جنب حازه از نظر نصف‌النهاری اندکی به سمت عرض‌های بالاتر دارد. در عین حال، این پرفشار دینامیکی همگام با افزایش تدریجی دما در نیمکره‌ی شمالی، ضمن تقویت، قلمرو مداری خویش را نیز گسترش می‌دهد. بر این اساس، پرفشار جنب حازه از سمت شرق، تا شمال اقیانوس هند و از سوی غرب، تا روی اقیانوس آرام شمالی متمرکز می‌شود که حاکی از گسترش قلمرو مداری این سامانه در مقایسه با زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) است. در واقع، وقوع زمان اول این آرایش (دوره‌ی انتهای بهار) تقویت مضاعف این پرفشار را نسبت با زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) نشان می‌دهد. مقایسه‌ی زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) با زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) بیانگر این است که پرفشار جنب حازه از نظر نصف‌النهاری، ضمن جابه‌جایی و عقب‌نشینی بیشتر، به سمت جنوب تضعیف می‌شود. در این آرایش گردشی، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر، حد بیرونی پرفشار مزبور را مشخص می‌کند.

مقایسه‌ی زمان اول وقوع این آرایش (دوره‌ی انتهای بهار) با زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) نشان از عقب‌نشینی بیشتر بادهای غربی مواج در جهت نصف‌النهاری به سوی عرض‌های بالاتر دارد؛ به گونه‌ای که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان اول وقوع این آرایش (دوره‌ی انتهای بهار) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی، به سبب گرمایش، حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر افزایش نشان می‌دهد. در حاشیه‌ی استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر، به عنوان حد بیرونی بادهای غربی از بخش‌های مرکزی ایران عبور می‌کند که مبین تضعیف و عقب‌نشینی دوچندان بادهای غربی در مقایسه با زمان اول وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای بهار) است. بر اساس این آرایش گردشی، کمابیش نیمه‌ی شمالی ایران زیر نفوذ بادهای غربی و نیمه‌ی جنوبی آن، تحت سیطره‌ی پرفشار دینامیکی جنب حازه است. از سویی، مقایسه‌ی زمان دوم وقوع این آرایش (دوره‌ی ابتدای پاییز) با زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) نشانگر تقویت و گسترش قلمرو بادهای غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر در جهت نصف‌النهاری است. بر این اساس، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی، به سبب کاهش دما و سرمایش، حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. به گفته‌ی دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) تغییر یافته است. در عین حال، جابه‌جایی منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر از نیمه‌ی جنوبی دریای خزر، در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) به بخش‌های مرکزی ایران در زمان دوم وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی ابتدای پاییز) حکایت از تقویت و نفوذ نصف‌النهاری بادهای غربی مواج به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد. در زمان استقرار این آرایش گردشی بر نقطه‌ی انتهایی شرق مدیترانه، یک فرود مشاهده می‌شود. فرود شرق مدیترانه در زمان حاکمیت این آرایش گردشی به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاعی کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر دارد (شکل شماره‌ی ۴). این فرود به سبب عمق کمابیش مناسب و ارتفاع کم، می‌تواند ایجاد ناپایداری و سرانجام بارش را در پهنه‌های غربی، شمال‌غربی و شمالی ایران رقم زند.



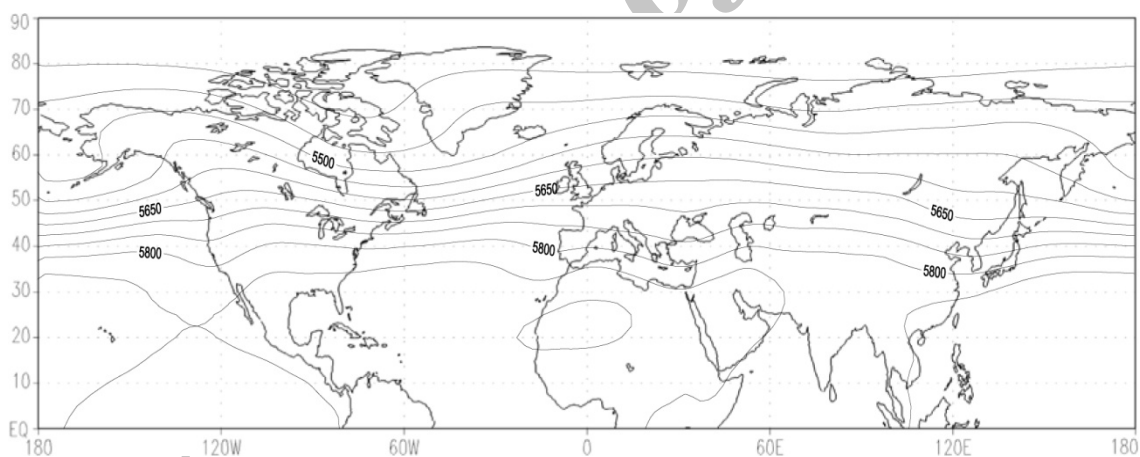
شکل ۴. آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، در انتهای بهار - ابتدای پاییز

۴- آرایش گردشی پیش از دوره‌ی گرم - پس از دوره‌ی گرم (۱-۲-۲)

زمان اوّل وقوع این آرایش گردشی از نهم خرداد تا بیست‌ونهم خرداد (به‌مدّت ۲۱ روز) و زمان دوم وقوع آن از نهم شهریور تا بیست‌وهفتم شهریور (به‌مدّت ۱۹ روز) است. این آرایش گردشی، سیطره‌ی پُرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۷ درجه و حاکمیت بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۷ درجه را نشان می‌دهد. پُرفشار جنب حاره در این آرایش گردشی با محور غربی - شرقی، کانونی با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل‌متر روی آفریقای غربی دارد. این سامانه‌ی پُرفشار در زمان اوّل وقوع این آرایش (پیش از دوره‌ی گرم) در مقایسه با زمان اوّل رخداد آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهای بهار) همگام با تقویت و افزایش شدت، قلمرو خود را از جهت نصف‌النهاری به سمت عرض‌های شمالی گسترش می‌دهد. زبانه‌ی شرقی پُرفشار جنب حاره نیز با گذر از سراسر مدیترانه‌ی جنوبی، خلیج و کانال سوئز و بخش‌های وسیعی از قلمرو جغرافیایی ایران تا نواحی غربی پاکستان کشیده می‌شود (شکل شماره‌ی ۵). از سوی دیگر، مقایسه‌ی زمان دوم وقوع این آرایش گردشی (پس از دوره‌ی گرم) با آرایش دوره‌ی گرم (۲-۲-۲) نشان می‌دهد که این پُرفشار دینامیکی از نظر نصف‌النهاری، اندکی به سمت عرض‌های پایین‌تر تغییر مکان می‌دهد. افزون بر این، از قلمرومداری آن نیز به سمت شرق کاسته می‌شود. در این آرایش گردشی، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل‌متر، حدّ بیرونی پُرفشار مزبور را تعیین می‌کند.

مقایسه‌ی زمان اوّل وقوع این آرایش (پیش از دوره‌ی گرم) با زمان اوّل رخداد آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهای بهار)، عقب‌نشینی دوچندان بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری، به سمت عرض‌های بالاتر و تضعیف این بادهای را نشان می‌دهد (شکل شماره‌ی ۵). از این رو، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی به دلیل افزایش دما و گرمایش، حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل‌متر افزایش یافته است. به بیان دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل‌متر، در زمان اوّل وقوع آرایش ۱-۲ (دوره‌ی انتهای بهار) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر، در زمان اوّل وقوع آرایش ۱-۲-۲ (پیش از دوره‌ی گرم) تغییر یافته است. در حاشیه‌ی بیرونی نیز، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل‌متر، به‌عنوان حدّ بیرونی بادهای غربی مواج از نیمه‌ی جنوبی پهنه‌ی آبی خزر می‌گذرد. این بدان مفهوم است که در زمان اوّل وقوع آرایش ۱-۲-۲ (پیش از دوره‌ی گرم) کمابیش تمامی ایران، به جز بخش‌های شمال‌غربی کشور، از سیطره بادهای غربی

بیرون است؛ ولی در مقابل تحت استیلای پرفشار جنب حاره قرار دارد. از سوی دیگر، مقایسه‌ی زمان دوم وقوع این آرایش (پس از دوره‌ی گرم) با آرایش گردشی دوره‌ی گرم (۲-۲-۲) تقویت و گسترش قلمرو بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری، به سمت عرض‌های پایین‌تر را آشکار می‌کند. بر این اساس، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر، در آرایش گردشی دوره‌ی گرم (۲-۲-۲) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان دوم وقوع آرایش ۲-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) تبدیل شده است (شکل شماره‌ی ۵). به بیان دیگر، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه‌ی قطبی، به دلیل کاهش دما، حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش داشته است. در عین حال، جابه‌جایی منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر، به‌عنوان حد بیرونی بادهای غربی، در تراز میانی جو از نیمه‌ی شمالی دریای خزر، در آرایش گردشی دوره‌ی گرم (۲-۲-۲) به نیمه‌ی جنوبی این توده‌ی آبی، در زمان دوم وقوع آرایش ۲-۲-۱ (پس از دوره‌ی گرم) نشان از پیشروی و گسترش حوزه‌ی نفوذ بادهای غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر دارد. هم‌زمان با رخداد این آرایش گردشی روی بخش جنوبی دریای سیاه و منتهی‌الیه مدیترانه‌ی شرقی، یک فرود و در میان دو توده‌ی آبی خزر و آرال، یک فراز مشاهده می‌شود. فرود مذکور با نام فرود دریای سیاه - مدیترانه به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاعی کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر دارد (شکل شماره‌ی ۵). این فرود به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم، می‌تواند زمینه را برای ایجاد سازوکارهای ناپایداری و تولید بارش در بخش‌های شمال‌غربی و شمالی کشور، فراهم کند.



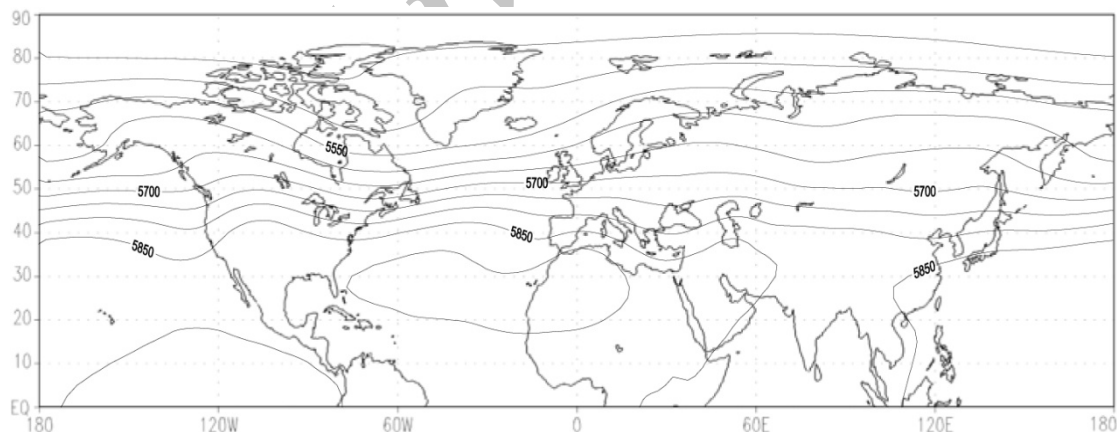
شکل ۵. آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی، در پیش از دوره‌ی گرم - پس از دوره‌ی گرم

۵- آرایش گردشی دوره‌ی گرم (۲-۲-۲)

این آرایش گردشی که مقارن با دوره‌ی گرم سال است، از نظر بازه‌ی زمانی از سی‌ام خرداد تا هشتم شهریور (به مدت ۷۲ روز) به‌درازا می‌کشد. آرایش گردشی فوق، مبین سیطره‌ی پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۴۰ درجه و حاکمیت بادهای غربی مواج در عرض‌های بالاتر از ۴۰ درجه است. پرفشار جنب حاره در این آرایش گردشی با محور غربی - شرقی، کانون مرکزی با ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر روی اقیانوس اطلس شمالی دارد (شکل شماره‌ی ۶).

این کانون نسبت به زمان اول وقوع آرایش ۲-۲-۱ (پیش از دوره‌ی گرم) در جهت نصف‌النهاری، به سمت عرض‌های بالاتر و از لحاظ مداری، به سوی اقیانوس اطلس شمالی جابه‌جا شده است. زبانه‌ی شرقی این

سامانه‌ی دینامیکی نیز با گذر از روی پهنه‌های آبی مدیترانه، بخش‌های جنوبی خزر، دریای عمان و کمابیش تمامی گستره‌ی جغرافیایی ایران، به جز پهنه‌ی شمال‌غربی کشور، تا نواحی مرکزی پاکستان کشیده می‌شود. این آرایش گردشی، در واقع اوج قدرت و شدت این سامانه‌ی پُرفشار کلان‌مقیاس را به جهت گسترش قلمرو نصف‌النهاری و مداری نشان می‌دهد. در این آرایش گردشی، حد بیرونی پُرفشار جنب حاره را منحنی هم‌ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند. در مجموع، این آرایش گردشی، نماد پیشروی بیشینه‌ی پُرفشار جنب حاره و پسروی حداکثری بادهای غربی مواج به شمالی‌ترین حد خود در نیمکره‌ی شمالی است (شکل شماره‌ی ۶). در زمان وقوع این آرایش گردشی، بادهای غربی بسیار ضعیف می‌شوند و به سبب نبود تباین دمای دوره‌ی سرد، به سوی عرض‌های بالاتر پس می‌نشینند. از این رو، در حاشیه‌ی درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز وردسپهر میانی در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما و گرمایش، حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر رو به فزونی می‌گذارد و داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر، در زمان اول وقوع آرایش ۱-۲-۲ (پیش از دوره‌ی گرم) به ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر، در آرایش گردشی دوره‌ی گرم (۲-۲-۲) تبدیل می‌شود. در حاشیه‌ی بیرونی نیز، منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان حد بیرونی بادهای غربی، از نیمه‌ی شمالی توده‌ی آبی خزر گذر می‌کند. بدین ترتیب ایران در زمان وقوع این آرایش گردشی، کمابیش به‌طور کامل از سیطره‌ی بادهای غربی بیرون است (شکل شماره‌ی ۶). در زمان وقوع این آرایش گردشی فرودی نیز روی دریای سیاه مشاهده می‌شود. این فرود به سبب عمق مناسب و ارتفاع کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر، می‌تواند زمینه‌ساز ایجاد سازوکارهای ناپایداری و سرانجام رخداد بارش، به‌ویژه در نواحی شمال‌غربی ایران باشد.



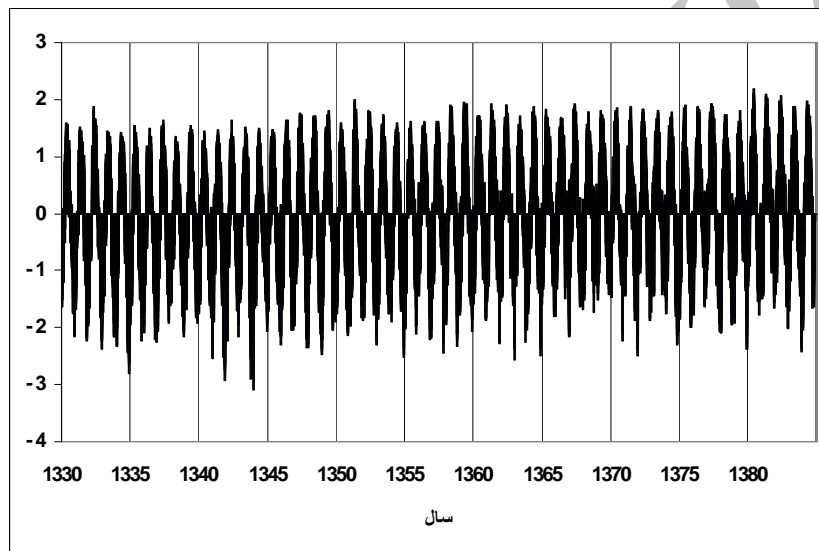
شکل ۶. آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی در دوره‌ی گرم

نتایج و بحث

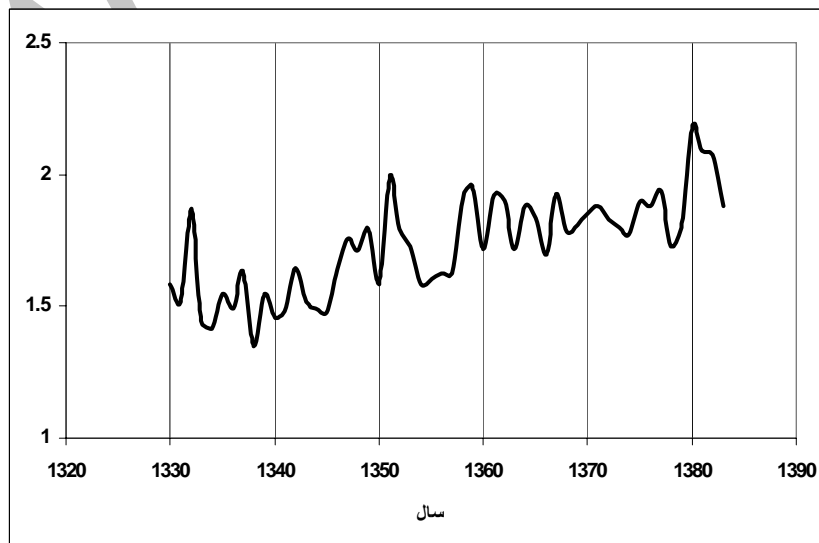
تحلیل الگوی زمانی شدت پُرفشار جنب حاره

برای تحلیل تغییرات زمانی شدت پُرفشار جنب حاره، مقادیر شاخص شدت استانداردشده‌ی پُرفشار جنب حاره در تراز میانی جو محاسبه و ضمن انطباق زمانی دو تاریخ میلادی و خورشیدی، آرایه‌ای به ابعاد 19724×1 برای دوره‌ی زمانی (۱۳۸۳-۱۳۳۰) به دست آمد که شامل ناهنجاری‌های مقدار شاخص شدت

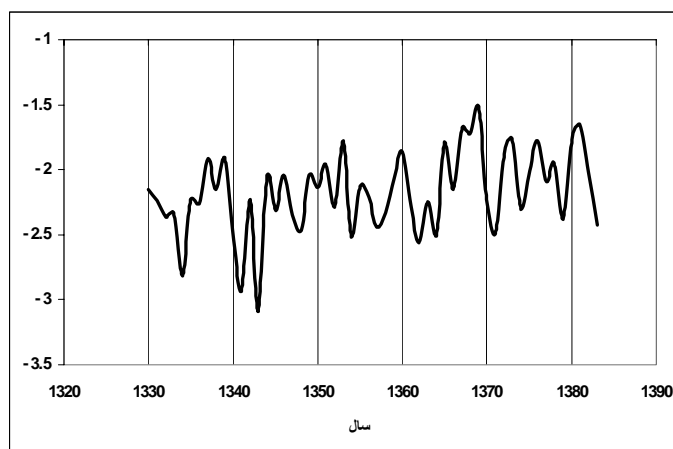
پرفشار جنب حاره در هر روز خورشیدی است. شکل شماره‌ی ۷ سری زمانی مقادیر شاخص شدت استاندارد شده‌ی این سامانه‌ی پرفشار را در دوره‌ی زمانی مورد بررسی نشان می‌دهد. وقوع فاز مثبت، نشانگر تشدید پرفشار جنب حاره و وقوع فاز منفی، مبین تضعیف آن است. تشدید این سامانه‌ی پرفشار، به معنای افزایش شدت و به پیروی از آن گسترش وسعت پرفشار مزبور است؛ در حالی که تضعیف این سامانه‌ی پرفشار، به مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف کانون آن است. بالاترین ناهنجاری موجود در دوره‌ی زمانی مورد بررسی برابر با $2/2+$ و پایین‌ترین ناهنجاری معادل با $3/1-$ بوده است. بالاترین ناهنجاری فاز مثبت، در تاریخ ۱۴ مرداد ۱۳۸۰ و پایین‌ترین ناهنجاری فاز منفی، در تاریخ ۲۳ بهمن ۱۳۴۳ رخ داده است (شکل‌های شماره‌ی ۸ و ۹).



شکل ۷. سری زمانی مقادیر شاخص شدت پرفشار جنب حاره



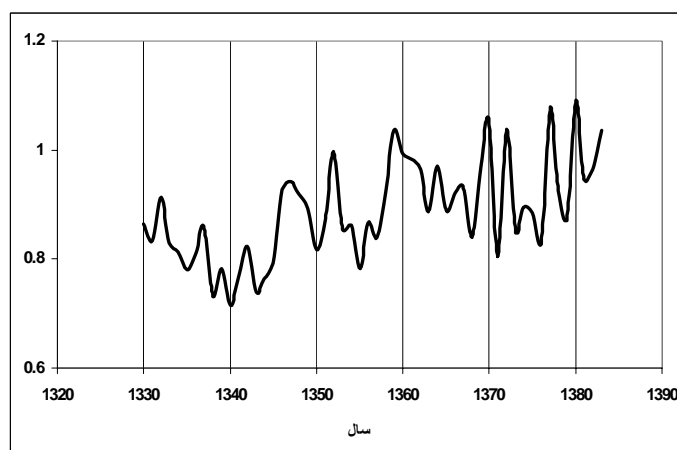
شکل ۸. بیشینه‌ی شاخص شدت پرفشار جنب حاره در زمان وقوع فاز مثبت



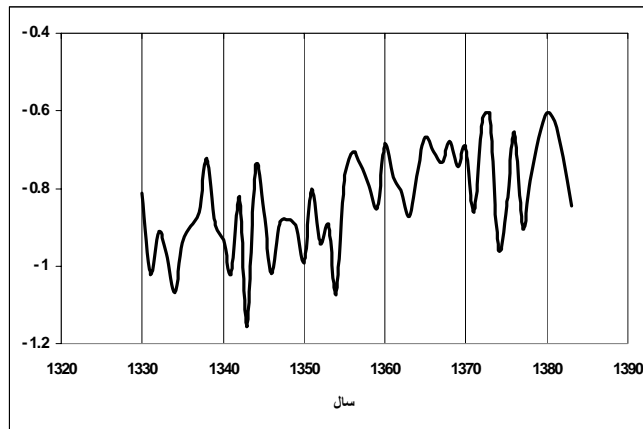
شکل ۹. کمینه‌ی شاخص شدت پُرفشار جنب حاره در زمان وقوع فاز منفی

بررسی سری زمانی مقادیر شاخص شدت استانداردشده‌ی پُرفشار جنب حاره در این تراز جوئی، نشان می‌دهد که این شاخص در طول دوره‌ی مورد بررسی در ۴۸٪ موارد، فاز مثبت و در ۵۲٪ موارد، فاز منفی را تجربه کرده است. میانگین شاخص شدت استانداردشده‌ی این سامانه‌ی پُرفشار، طی فاز مثبت برابر با $+0/۸۹$ و طی فاز منفی معادل با $-0/۸۳$ بوده است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). اگرچه در تمامی سال‌های مورد بررسی، امکان وقوع فاز مثبت و منفی وجود داشته است؛ اما گمان می‌رود فاز منفی این سامانه‌ی پُرفشار، اندکی از بسامد بیشتری برخوردار بوده است؛ به‌گونه‌ای که میانگین پایستگی فاز مثبت کمابیش ۱۷۵ روز و میانگین پایستگی فاز منفی در حدود ۱۹۰ روز بوده است. مدت پایستگی فاز منفی در طول دوره‌ی زمانی مورد بررسی، کوتاه‌تر از ۱۵۰ روز (در سال ۱۳۸۱) و بلندتر از ۲۲۵ روز (در سال ۱۳۴۲) نبوده است (شکل شماره‌ی ۱۲). کمترین مدت پایستگی در مورد فاز مثبت، ۱۴۰ روز (مربوط به سال ۱۳۴۲) و بیشترین آن ۲۱۵ روز (مربوط به سال ۱۳۸۱) بوده است (شکل شماره‌ی ۱۳).

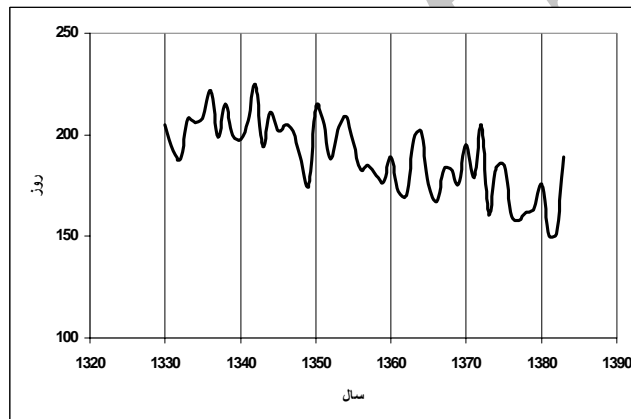
در مجموع بررسی فراوانی روزهای وقوع فاز منفی، نشان از میل به کاهش و بررسی فراوانی روزهای رویداد فاز مثبت، حکایت از گرایش به افزایش در طول دوره‌ی زمانی مورد مطالعه دارد (شکل شماره‌ی ۱۲ و ۱۳). به بیان دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم قرن گذشته، روزهای تشدید پُرفشار جنب حاره افزایش یافته است.



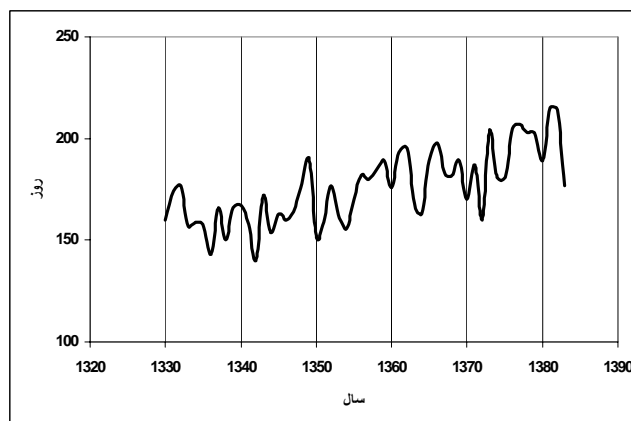
شکل ۱۰. میانگین شاخص شدت پُرفشار جنب حاره در زمان وقوع فاز مثبت



شکل ۱۱. میانگین شاخص شدت پرفشار جنب حاره در زمان وقوع فاز منفی



شکل ۱۲. فراوانی روزهای وقوع فاز منفی شاخص شدت پرفشار جنب حاره



شکل ۱۳. فراوانی روزهای وقوع فاز مثبت شاخص شدت پرفشار جنب حاره

تحلیل ارتباط پُرفشار جنب حارّه با پراکنش مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران

برای دستیابی به هدف نهایی این پژوهش که همانا، تحلیل نقش پُرفشار جنب حارّه در پراکنش مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران است، از روش آماری جدول توافقی استفاده شد. جدول شماره‌ی ۱، این موضوع را از دید توصیفی، پیش از هرگونه تجزیه و تحلیل آماری رسمی نشان می‌دهد.

جدول ۱. جدول توافقی داده‌ها جهت تحلیل ارتباط پُرفشار جنب حارّه با پراکنش مکانی بارش‌های روزانه‌ی ایران

جمع کل سطر	وقوع فاز منفی شاخص شدت استاندارد شده‌ی پُرفشار جنب حارّه	وقوع فاز مثبت شاخص شدت استاندارد شده‌ی پُرفشار جنب حارّه
n_{10}	n_{12}	n_{11}
n_{20}	n_{22}	n_{21}
n	n_{02}	n_{01}

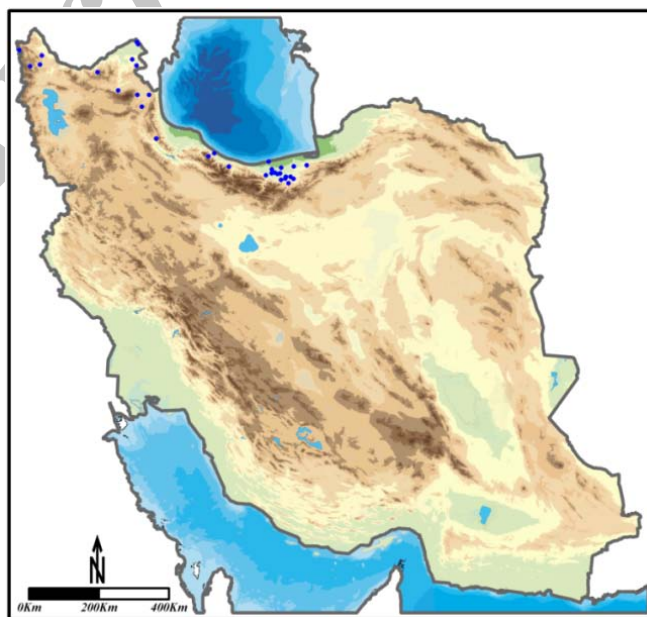
در این تجزیه و تحلیل آماری، وقوع فاز مثبت، مبین تشدید و حاکمیت پُرفشار جنب حارّه و وقوع فاز منفی، به‌مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف این سامانه‌ی پُرفشار است. در عین حال، منظور از وقوع بارش، روزهای همراه با بارندگی برابر یا بیشتر از ۰/۱ میلی‌متر است. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه‌ی آماری کای‌دو در طول دوره‌ی آماری ۵۴ ساله‌ی مورد بررسی (۱۳۳۰-۱۳۸۳) نشان داد که وقوع بارش، کمابیش در ۳٪ از ایستگاه‌های بررسی شده (۳۲ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر پُرفشار جنب حارّه است. این موضوع بدین معناست که در مورد بعضی از ایستگاه‌های مورد بررسی، فرض صفر (استقلال) در سطح اطمینان ۰/۰۵ رد نمی‌شود. به سخنی دیگر، χ^2 مشاهده شده از مقدار χ^2 جدول $(\chi^2_0 < \chi^2_r)$ کوچکتر است. شکل شماره‌ی ۱۴ پراکنندگی ایستگاه‌هایی را نشان می‌دهد که وقوع بارندگی در آنها، به‌سبب وجود سازوکارهای متفاوت تأمین‌کننده‌ی بارش، مستقل از تأثیر این پُرفشار است. این ایستگاه‌ها اغلب، پهنه‌ی خزری مشتمل بر کرانه‌ها و پس‌کرانه‌های جنوبی این دریا و نیز پهنه‌ی آذری در شمال غرب کشور، شامل نواحی آذربایجان شرقی و غربی، اردبیل و زنجان را دربرمی‌گیرند. در مجموع، تأثیر توده‌های بزرگ آبی خزر، دریای سیاه و مدیترانه بر رطوبت جو و رویداد بارش در این قلمروها با وجود سیطره پُرفشار جنب حارّه روی گستره‌ی وسیعی از ایران، نشانگر اهمیت این پهنه‌های آبی گسترده در تأمین بارش نواحی مزبور است. پهنه‌های خزری و آذری در تراز جوّی مورد بحث، بر اساس آرایش گردشی پیش از دوره‌ی گرم - پس از دوره‌ی گرم، از نفوذ پُرفشار جنب حارّه بیرون هستند. بر این اساس، وقوع بارش در این دو پهنه تا اندازه‌ی زیادی می‌تواند با فرود دریای سیاه - مدیترانه در این آرایش گردشی مرتبط باشد. در عین حال، رویداد بارش در پهنه‌ی آذری نیز می‌تواند ارتباط نزدیکی با فرود دریای سیاه در آرایش گردشی دوره‌ی گرم، در تراز جوّی مورد بحث داشته باشد. به بیان دیگر، این دو فرود به‌سبب عمق مناسب و ارتفاع کم (کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر)، می‌توانند زمینه‌ساز ایجاد ناپایداری و وقوع بارش در قلمروهای مزبور باشند.

در مجموع، وقوع بارش پهنه‌ی خزری در دوره‌های زمانی پیش و پس از دوره‌ی گرم، حاصل فراهم‌سازی رطوبت توده‌های بزرگ آبی خزر، دریای سیاه و مدیترانه و سازوکارهای متفاوت صعود شامل همرفت معمولی، وزش تاوایی مثبت در قسمت جلوی فرود دریای سیاه - مدیترانه و نیز صعود مکانیکی در دامنه‌ی بادگیر

توده‌ی کوهستانی البرز است. از این رو، به نظر می‌رسد؛ بارش‌های همرفتی شدید پهنه‌ی خزری در دوره‌های زمانی پیش و پس از دوره‌ی گرم، برآیند کارکرد دو عامل تاوایی و صعود همرفتی است. وقوع بارش‌های دوره‌ی گرم سال در پهنه خزری نیز با وجود گذر منحنی بیرونی پرفشار جنب حاره به ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر از منتهی‌الیه جنوبی خزر در آرایش گردشی دوره‌ی گرم، می‌تواند محصول مشترک رطوبت دریای خزر و صعود همرفتی، به سبب گرمایش سطح زمین و در عین حال، متأثر از بلندی‌های پیوسته و مرتفع البرز (صعود کوهستانی) باشد.

پهنه‌ی آذری در دوره‌ی گرم و دوره‌های زمانی پیش و پس از دوره‌ی گرم، خارج از استیلای پرفشار جنب حاره در تراز میانی وردسپهر است. از این رو، وقوع بارش در این قلمرو نیز می‌تواند ارتباط نزدیکی با فرود دریای سیاه در آرایش گردشی دوره‌ی گرم و فرود دریای سیاه - مدیترانه در آرایش پیش از دوره‌ی گرم - پس دوره از گرم، در این تراز جوئی داشته باشد. در مجموع، رویداد بارش در پهنه آذری نشانگر نقش مهمّ این دو فرود و سازوکارهای صعود، به‌ویژه وزش تاوایی مثبت در قسمت جلوی آنها و همرفت حرارتی (معمولی و دامنه‌ای) در این قلمرو است.

با توجه به نتایج این آزمون آماری، وقوع بارش کمابیش در ۹۷٪ از ایستگاه‌های مورد بررسی (۱۰۳۴ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر پرفشار جنب حاره نیست و به بیانی، میان این دو پدیده ارتباط معناداری وجود دارد. از این رو، فرض مقابل نیز در سطح اطمینان ۹۵٪ رد نمی‌شود. این بدان مفهوم است که وقوع بارش در قلمرو جغرافیایی ایران، به جز دو پهنه‌ی خزری و آذری، به‌شدت تحت کنترل پرفشار جنب حاره در مدت استقرار و حاکمیت این سامانه روی گستره‌ی وسیعی از ایران است. به عبارت دیگر، عدم وقوع بارش در پهنه‌ی وسیعی از ایران، نشان از غلبه‌ی این پرفشار دینامیکی بر بخش‌های زیادی از کشور دارد (شکل شماره‌ی ۱۴).



شکل ۱۴. پراکنش مکانی و فراوانی ایستگاه‌های دارای بارش و مستقل از تأثیر پرفشار جنب حاره

نتیجه‌گیری

این پژوهش نشان داد که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به‌روش "پیوند وارد"، توانایی تفکیک و شناسایی آرایش گردشی دوره‌های سرد، گذار و گرم سال را در وردسپهر میانی دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل آرایش فضایی پُرفشار جنب حاره در تراز میانی جو است. از سوی دیگر، شاخص شدت استانداردشده‌ی پُرفشار جنب حاره که در این پژوهش ساخته و به‌کار گرفته شد، نشان داد که به‌عنوان معیاری برای تحلیل تغییرات زمانی شدت این سامانه‌ی پُرفشار می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. کاربرد روش جدول توافقی و محاسبه‌ی آماره‌ی کای دو طی دوره‌ی آماری ۱۳۸۳-۱۳۳۰، حکایت از کارایی این آزمون آماری برای تحلیل نقش پُرفشار جنب حاره در پراکنش مکانی بارش‌های روزانه ایران دارد. اجرای این روش آماری آشکار ساخت که وقوع بارش در ایران، به‌استثنای قلمرو خزری که با فرود دریای سیاه - مدیترانه مرتبط است و پهنه‌ی آذری که متأثر از دو فرود دریای سیاه و دریای سیاه - مدیترانه است، در بخش‌های دیگر کشور، به‌شدت از سوی پُرفشار دینامیکی جنب حاره در زمان حاکمیت و نمود این سامانه روی ایران، کنترل و در عمل متوقف شده است.

منابع

- باتاچاریا، گوریک و ریچارد ا. جانسون، ۱۳۶۹، مفاهیم و روش‌های آماری، ترجمه‌ی مرتضی ابن شهر آشوب و فتاح میکائیلی، جلد دوم، تهران، مرکز نشر دانشگاهی.
- حبیبی، فریده، ۱۳۷۷، بررسی و نحوه‌ی شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند، مجله‌ی نیوار، شماره‌ی ۶۶، صص. ۴۸-۳۹.
- حجازی‌زاده، زهرا، ۱۳۷۲، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله‌ی دکترای اقلیم شناسی به راهنمایی هوشنگ قائمی، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس.
- خوش‌اخلاق، فرامرز، ۱۳۷۷، تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی، رساله‌ی دکترای اقلیم شناسی به راهنمایی مجید زاهدی، گروه جغرافیا، دانشگاه تبریز.
- سلیقه، محمد و علیرضا صادقی‌نیا، ۱۳۸۹، بررسی تغییرات مکانی پُرفشار جنب حاره در بارش‌های تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی ایران، مجله‌ی جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۷، صص. ۸۳-۹۸.
- علیجانی، بهلول، ۱۳۸۱، بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه، در دوره‌ی ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله‌ی نیوار، شماره‌ی ۴۴ و ۴۵، صص. ۷-۲۹.
- فهامی، لیدا، ۱۳۸۰، بررسی و مطالعه پُرفشار جنب حاره‌ای و ارتباط آن با تابستان‌های گرم در ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد رشته هواشناسی، استاد راهنما حسین اردکانی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- محمدنژاد، علیرضا، فرهنگ احمدی گیوی و پرویز ایران نژاد، ۱۳۸۸، اثر بازه‌های نوسان سالانه‌ی کمربند پُرفشار جنب حاره و پُرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجله‌ی فیزیک زمین و فضا، شماره‌ی ۴، صص. ۱۱۵-۱۳۰.
- مسعودیان، سیدابوالفضل، ۱۳۸۴، پیش‌بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی استانداری چهارمحال و بختیاری.

- مفیدی، عباس، ۱۳۸۷، تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه‌ی فلات ایران، رساله‌ی دکترای اقلیم‌شناسی به راهنمایی بهلول علیجانی، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلّم.
- یارنال، برنت، ۱۹۹۳، اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه‌ی سیدابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۵، اصفهان، دانشگاه اصفهان.
- Bell, G. D. Bosart, L. F., 1989, **A 15 Year Climatology of Northern Hemisphere 500 mb Closed Cyclone and Anticyclone Centers**, Monthly Weather Review, Vol. 117, PP.2142-2163.
- Davis, R. E. & et al, 1997, **The North Atlantic Subtropical Anticyclone**, Journal of Climate, Vol. 10, PP. 728-744.
- Galarneau, T.J. & et al, 2008, **Closed Anticyclones of the Subtropical and Mid-latitude: A 54- Year Climatology (1950- 2003) and Three Case Studies**, Synoptic- dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting, A Tribute to Fred Sanders, Meteorological Monographs, Vol. 33, PP. 349-392.
- Kapala, A., Machel, H., and Flohn, H., 1998, **Behavior of the Centers of Action above the Atlantic since 1881, Part II: Associations with Regional Climate Anomalies**, International Journal of Climatology, Vol. 18, PP. 23-36.
- Katsoulis, B. D., Makrogiannis, T. J., Goutsidou, Y. A., 1998, **Monthly Anticyclonicity in Southern Europe and Mediterranean Region**, Journal of Theoretical and Applied Climatology, Vol. 59, PP. 51-59.
- Prezerakos, N.G., 1984, **Does the Extension of the Azores Anticyclone to Wards the Balkans Really Exist?**, National Meteorological Service, , Vol. 33, PP. 217-227.
- Santos, J. A., Corte-Real. J., Leite, S.M., 2005, **Weather Regimes and Their Connection to the Winter Rainfall in Portugal**, International Journal of Climatology, Vol. 25, PP. 33-50.
- Tomozeiu, R., Stefan, S., Busuioc, A., 2005, **Winter Precipitation Variability and Larg-scale Circulation Patterns in Romania**, Journal of Theoretical and Applied Climatology, Vol.81, PP. 193-201.
- 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, PP.159-173.