

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار آזור با دماهای بیشینه ایران

چکیده

در این پژوهش، چگونگی رفتار مکانی و زمانی پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های روزانه، ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT پایگاه داده (NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ (۱۱ دی‌ماه ۱۳۲۹ تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ / ۱۰ دی‌ماه ۱۳۸۴ بررسی شد. ابتدا، برای شناسایی رفتار مکانی پرفشار آזור و نحوه تعامل آن با الگوهای مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه گردید. آنگاه، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» بر روی این مقادیر انجام گرفت. بر پایه این تحلیل، روشن شد که دو الگوی گردشی اصلی در نیمکره شمالی قابل شناسایی است. الگوی گردشی ۱ که منطبق بر نیمه سرد سال است؛ در مجموع، تضعیف پرفشار آזור و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای را آشکار می‌سازد. الگوی گردشی ۲ که از نظر زمانی مصادف با نیمه گرم سال است؛ اوج کنش پرفشار آזור را نشان می‌دهد. رخداد این الگو منطبق بر رویداد بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) در گستره وسیعی از ایران است. به منظور شناسایی رفتار زمانی پرفشار آזור، با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استاندارد سازی شد. بدین ترتیب، یک ماتریس به ابعاد 1×19724 به

دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت و منفی (تشدید و تضعیف پرفشار آزور) در هر روز بود. مقایسه فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت با فراوانی روزهای رویداد فاز منفی در تراز مورد بررسی، نشان داد که در طی نیم سده گذشته، روزهای تشدید و حضور قوی پرفشار آزور به مراتب بیش از روزهای تضعیف این سامانه پوششی (دینامیکی) بوده است. در مجموع، شاخص استاندارد شده پرفشار آزور (SAI) که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید؛ شان داد که می‌تواند به عنوان معیاری برای بررسی رفتار زمانی این سامانه پرفشار مورد استفاده قرار گیرد. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه آماره کای دو (χ^۲) در طول دوره آماری (۱۳۸۲-۱۳۴۰) آشکار ساخت که در سطح اطمینان ۹۵ درصد، بیشینه دمای روزانه در ۹۴/۸ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی (۴۰۱ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) مستقل از تأثیر سامانه پرفشار آزور در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیست و به عبارتی، متأثر از آن است.

واژه‌های کلیدی: پرفشار آزور، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، آماره کای دو (χ^۲)، دمای بیشینه ایران.

مقدمه

اساساً، چارچوب و استخوان‌بندی اقلیم هر محل را سامانه‌هایی که در مقیاس کلان تأثیرگذاری دارند؛ تعیین می‌کنند. پرفشار جنب حاره‌ای آزور، سامانه پوششی (دینامیکی) بزرگی در مقیاس سیاره‌ای است که مرکز آن بر روی اقیانوس اطلس شمالی قرار دارد. در دوره گرم سال زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ای آزور بر روی ایران پدیدار می‌شود. قلمرو عملکرد این زبانه، از تراز ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال گسترش دارد و سبب سیطره هوایی گرم و خشک بر پهنه وسیعی از ایران می‌گردد.

تاکنون درباره تأثیر الگوهای گردشی هواسپهر بر عناصر اقلیمی، تحقیقاتی در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف در جهان انجام شده است؛ با این حال، در مورد ارتباط سامانه پرفشار آزور با دمای ایران زمین پژوهش‌های مستقیم چندانی صورت نگرفته؛

هرچند در این خصوص، مطالعاتی در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای در ادبیات اقلیم‌شناسی موجود است. هاریس و همکاران^۱ (۱۹۶۲) تغییرات روزانه باد، فشار و دما در وردسپهر و پوش سپهر را بر روی آזור برای هر ماه از سال در ۳۰ تراز از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال بررسی کرده‌اند. به نظر آنها، تغییرات روزانه دما که به دلیل تغییرات ارتفاعی در پوش سپهر رخ داده است، در مجموع با نتایجی که به کمک نظریه تابش به دست آمده، همخوانی دارد.

پریزراکوس^۲ (۱۹۸۴) با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم‌ضخامت و نقشه‌های نابهنجاری آنها، گسترش پرفشار آזור را به سمت منطقه بالکان و یونان بررسی کرد. به نظر وی، گسترش پرفشار آזור عمدتاً مرهون وزش تاوایی نسبی منفی به طرف بالکان به سبب وجود فرازی نسبتاً بزرگ بوده است. حجازی زاده (۱۳۷۲) با بررسی نوسان‌های پرفشار جنب حاره و تأثیر آن در تغییر فصل ایران، نتیجه گرفته است که نوسان‌های دو مؤلفه پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی، به تغییر فصل بر روی ایران منجر می‌شود. کاتسولیس و همکاران^۳ (۱۹۹۸) با بررسی الگوهای واچرخندی ماهانه در جنوب اروپا و ناحیه مدیترانه دریافتند که پراکندگی مراکز واچرخندی بر روی بخش‌های غربی ناحیه مطالعاتی در تمام طول سال متأثر از جابه‌جایی فصلی واچرخند آזור است. حبیبی (۱۳۷۷) ضمن بررسی و شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند؛ اظهار می‌دارد که ایران با قرار گرفتن در بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی تحت تأثیر پرفشار جنب حاره‌ای آזור است و حرکت محور این پرفشار به وضعیت و نحوه قرار گرفتن تاوه قطبی در وردسپهر فوقانی و محور رودباد بستگی دارد.

کوتیل و ماهیراس^۴ (۱۹۹۸) تغییرات مکانی و زمانی رژیم دما در مدیترانه و ارتباط آن با الگوهای گردشی را در طی قرن گذشته با بهره‌گیری از روش تحلیل مؤلفه مبنا (PCA)

1 - Harris et al

2 - Prezerakos

3 - Katsoulis et al

4- Kutiel & Maheras

مطالعه نمودند. بر اساس نتایج این پژوهش، مدیترانه می‌تواند به دو ناحیه متمایز از لحاظ دمایی تقسیم گردد: الف) مدیترانه شرقی شامل تقریباً تمامی ناحیه شرق نصف‌النهار ۲۰ درجه شرقی و جنوب مدار ۴۰ درجه شمالی و ب) مدیترانه غربی که تقریباً تمامی ناحیه غرب نصف‌النهار ۱۰ درجه شرقی را در بر می‌گیرد. این دو ناحیه، در تمامی فصول در دو مؤلفه اول PCA آشکار بودند. بین این دو ناحیه، دو قلمرو تا اندازه‌ای کمتر متمایز دیگر نیز وجود دارد: الف) مدیترانه مرکزی شامل ناحیه‌ای که بین نصف‌النهار ۱۰ تا ۲۰ درجه شرقی محدود شده است و مدار ۳۰ درجه شمالی مرز جنوبی آن را مشخص می‌کند. مرز شمالی این ناحیه بین ۴۰ تا ۴۵ درجه شمالی متغیر است؛ ب) ناحیه بالکان که شامل کمربند میان ۴۰ تا ۴۵ درجه شمالی است و نصف‌النهار ۳۰ درجه شرقی مرز شرقی آن را تشکیل می‌دهد. مرز غربی این ناحیه بین نصف‌النهار ۵ تا ۲۰ درجه شرقی متغیر است. دماهای حداکثر در تمامی نواحی و فصول غالباً با الگوهای گردش جنوبی مرتبط می‌باشند. این الگوها، توده‌های هوای بسیار گرم را عمدتاً از آفریقای شمالی و بیابان صحرا به همراه می‌آورند. در بالکان، دماهای حداکثر با جریان‌های مداری غربی ارتباط دارند. بر اساس یافته‌های این پژوهش، نوسانی الاکنگی تحت عنوان نوسان مدیترانه‌ای بین مدیترانه شرقی و غربی وجود دارد؛ بدین ترتیب که شرایط مطلوب برای دماهای حداکثر (الگوی گردش جنوبی) در یک بخش با شرایط نامطلوب (الگوی گردش شمالی) در بخش دیگر مرتبط است و برعکس.

کورالت و مونستیز^۵ (۱۹۹۹) به کمک الگوهای گردش روشی برای میان‌یابی مکانی دمای کمینه و بیشینه بخشی از فرانسه ارائه کردند. ابتدا، سازمان هواشناسی فرانسه با ۱۵ متغیر از جمله ارتفاع ژئوپتانسیل به کمک یک روش طبقه‌بندی خودکار، الگوهای گردش را به دست آورد. آنگاه، یک میان‌یابی مکانی به روش کریگینگ^۶ روندزدایی شده، انجام شد و ارتفاع به عنوان متغیر روند منظور گردید. ضرایب روند هر یک از الگوهای

5- Courault&Monestiez

6- Kriging

گردشی بررسی و افتاهنگ دما بین ۰/۳۱ تا ۰/۸۵ درجه به ازای هر صد متر به دست آمد. این مطالعه نشان داد که با به کارگیری این روش، برآوردهای دمای بیشینه ۰/۵ درجه دقیق‌تر بوده‌اند. افزایش دقت عمدتاً ناشی از روندزدایی بوده است و الگوهای گردشی اثر کمتری در آن داشته‌اند؛ با این حال، استفاده از الگوهای گردشی در میان‌یابی دما مفید بوده است. چن^۷ (۲۰۰۰) ناهنجاری‌های دمای زمستانی جنوب سوئد را وابسته به تیپ‌های هوای جنکینسون-کولیسون^۸ دانسته است؛ به طوری که هر تیپ هوا دمای کاملاً متمایزی از تیپ‌های دیگر نشان می‌دهد. وی به کمک شاخص‌های گردشی یک مدل، توانست ۸۴ درصد پراش ناهنجاری‌های دما را تبیین کند.

فهامی (۱۳۸۰) ضمن بررسی پرفشار جنب حاره‌ای 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 برای تعیین دمای حداقل، عوامل مهمی هستند. علیجانی (۱۳۸۱) با مطالعه همید الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، نتیجه گرفته است که در دوره سرد سال، بادهای غربی قویتر بوده، تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند، اما در دوره گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به جای آنها پرفشار جنب حاره‌ای آזור گسترش می‌یابد که جابه‌جایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره است.

تیسویلی و زنگویل^۹ (۲۰۰۵) به تحلیل اقلیمی همید فرود دریای سرخ به عنوان یکی از الگوهای گردشی جوی غالب بر روی جنوب شرق مدیترانه پرداختند. نتایج حاصله نشان داد که فرود دریای سرخ در اکتبر و نوامبر فراوانتر بوده، در آوریل، دارای یک حداکثر ثانوی است و از ژوئن تا اوت فراوانی مزبور ناچیز و بی‌اهمیت است. یک فراز یا جریان مداری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همزمان با رخداد فرود دریای سرخ خشک مشاهده

7- Chen

8- Jenkinson-Colison

9- Tsvieli&Zangvil

می‌شود؛ در حالی که فرود دریای سرخ مرطوب با فرودی عمیق در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال همراه است که از دریای سیاه تا شمال مصر کشیده می‌شود. در زمان رخداد، الگوی فرود دریای سرخ مرطوب، دما در نزدیکی تراز ۸۰۰-۹۰۰ هکتوپاسکال انحراف‌های منفی را نشان می‌دهد؛ در حالی که در طی حاکمیت الگوی فرود دریای سرخ خشک، انحراف‌های مثبت دما تقریباً در تمام وردسپهر گسترش می‌یابد.

قاسمی و همکاران (۲۰۰۶) در تحقیقی به بررسی تأثیر نوسان شمالی (AO) بر روی دمای زمستانی ایران پرداختند. آنان داده‌های دمای زمستانی سطح زمین را به مدت ۵۰ سال در دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۰۰ برای فازهای مثبت و منفی نوسان شمالی تحلیل کردند. بر اساس یافته‌های این پژوهشگران، در فازهای منفی نوسان شمالی، بادهای غربی با منشأ نواحی گرم اطلس بر روی ایران افزایش می‌یابد؛ در نتیجه، نابهنجاری مثبت دما در کشور رخ می‌دهد. فاز مثبت نوسان شمالی همراه با بادهای شمالی است که سبب حرکت توده‌های هوای شمالگان و قاره‌ای قطبی به داخل کشور می‌شود.

داده‌ها و روش‌شناسی

اساساً، هدف از مطالعات همدید، تبیین اندرکنش‌های کلیدی میان جو و محیط سطحی و به عبارتی، کشف رابطه میان الگوهای جریان‌های جوی با رویدادهای محیطی است (یارنال^۱، ۱۹۹۳، برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱). داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) برداشت شده است. در این ارتباط و به منظور شناسایی الگوهای گردشی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز استفاده گردید. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی است؛ در محدوده نیمکره شمالی؛ یعنی در فاصله صفر تا ۹۰ درجه شمالی ۳۷ یاخته عرضی و در فاصله ۱۸۰ درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی ۱۴۴ یاخته طولی وجود دارد. به این ترتیب، هر

یک از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز، یک ماتریس ۱۴۴×۳۷ و در مجموع شامل ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. از آن جایی که برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همید (صفر، شش، دوازده و هجده) وجود دارد، تنها از داده‌های ساعت GMT ۱۲ که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است، به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز استفاده شده است.

مطالعاتی که تاکنون در زمینه شناسایی الگوهای گردشی انجام گرفته؛ غالباً در برگیرنده یک دوره زمانی ده ساله یا کوتاهتر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۴: ۴). در این پژوهش، برای شناسایی الگوهای گردشی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت GMT ۱۲ از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ (۱۱ دی ماه ۱۳۲۹ تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ / ۱۰ دی ماه ۱۳۸۴؛ یعنی یک دوره ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز تشکیل یک ماتریس ۲۰۰۸۹×۵۳۲۸ را می‌دهد که شامل ۲۰۰۸۹ یاخته زمانی و ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. سطرهای ماتریس ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده زمان بر حسب روز و ستون‌های این ماتریس، نماینده مکان بر حسب فواصل $۲/۵$ درجه قوسی هستند. بنابراین، ماتریس حاصله دارای آرایش S است. برای تحلیل رفتار مکانی سامانه پرفشار آزر و نحوه تعامل آن با الگوهای مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت GMT ۱۲ در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی (از اول فروردین تا سی‌ام اسفند) به روش زیر محاسبه گردید:

$$MDHGT_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1951}^{2005} HGT_{j,i} \quad (1)$$

در رابطه فوق:

$HGT_{j,i}$: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل روز i از سال j است
 $(i=1 \dots 366, j=1951 \dots 2005)$.

پس از محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای تک تک روزهای تقویم خورشیدی، به منظور دستیابی به الگوهای گردش در این تراز یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی با روش ادغام «وارد» در نرم افزار متلب (Mathlab) بر روی این مقادیر انجام گرفت. به منظور محاسبه درجه همانندی از فاصله اقلیدسی و برای ادغام مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند؛ از شیوه ادغام «وارد» بهره گرفته شد.

در این مقاله، با توجه به موقعیت متوسط سامانه پرفشار آزور در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، چارچوب پوش مناسب برای شناسایی و بررسی رفتار زمانی این سامانه پرفشار از ۷/۵ درجه شرقی تا ۷۵ درجه غربی و ۱۲/۵ تا ۳۰ درجه شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است؛ در فاصله ۱۲/۵ تا ۳۰ درجه شمالی ۸ یاخته عرضی و در فاصله ۷/۵ درجه شرقی تا ۷۵ درجه غربی ۳۳ یاخته طولی و در مجموع ۲۶۴ یاخته وجود دارد. چون مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد، برای محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، کسینوس عرض جغرافیایی به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. آنگاه، ابتدا به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار آزور، مقدار شاخص این سامانه پرفشار (AI) برای هر روز در طی دوره آماری ۵۵ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۵) از طریق فرمول زیر محاسبه گردید:

$$AI_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^{264} w_i} \sum_{i=1}^{264} w_i HGT_{i,j} \quad (2)$$

$$w_i = \cos(Lat_i) \quad (3)$$

در رابطه فوق:

AI_j: مقدار شاخص پرفشار آزور برای روز jام؛

HGT_{i,j}: مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته i ام در روز j ام (i=1...264, j=1...20089).

در ادامه، مقدار شاخص استاندارد شده پرفشار آزور (SAI) به عنوان معیاری برای

تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار از طریق رابطه زیر برآورد گردید:

$$SAI_j = \frac{AI_j - AVG}{SD} \quad (۴)$$

در رابطه فوق:

SAI_j : مقدار شاخص استاندارد شده پرفشار آزر برای روز j ام ($j=1 \dots 20089$)؛

AI_j : مقدار شاخص پرفشار آزر برای روز j ام؛

AVG : میانگین ۵۵ ساله مقدار شاخص پرفشار آزر؛

SD : انحراف معیار ۵۵ ساله مقدار شاخص پرفشار آزر.

پس از استاندارد سازی مقادیر شاخص پرفشار آزر در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از طریق فرمول (۴)، ماتریسی با آرایش P به دست می‌آید که شامل ناهنجاری‌های مقادیر شاخص پرفشار آزر در هر روز است. این ناهنجاری‌ها بدون بعد است. مقادیر مثبت بر روی این ماتریس، نشان‌دهنده افزایش مقدار شاخص این سامانه پرفشار از حد میانگین و مقادیر منفی، نشانه کاهش آن است.

در این پژوهش، به منظور آشکارسازی ارتباط سامانه پرفشار آزر با دماهای بیشینه ایران زمین، ضمن بهره‌گیری از اطلاعات ۶۶۳ ایستگاه سینوپتیک و کلیماتولوژی کشور با دوره آماری (۲۰۰۴-۱۹۶۱) از داده‌های بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) ایستگاه‌هایی که دارای طول دوره آماری حداقل ده سال بوده‌اند، استفاده شد. بر این اساس، داده‌های دمای بیشینه روزانه تعداد ۴۲۳ ایستگاه کشور انتخاب و تجزیه و تحلیل شد. از آن جایی که برای تمامی روزهای سال، ۴۴ مشاهده (داده بیشینه دمای روزانه) به تناسب طول دوره آماری مورد بررسی (۴۴ سال) وجود دارد؛ ابتدا به منظور تحلیل همبند ارتباط پرفشار پویشی (دینامیکی) آزر با دماهای بیشینه ایران زمین، مقادیر بیشینه دمای روزانه از طریق رابطه زیر استانداردسازی شد:

$$SDM_j = \frac{TMax_j - AVG}{SD} \quad (۵)$$

در رابطه فوق:

SDM_j : مقدار استاندارد شده بیشینه دمای روزانه برای روز j ام ($j=1 \dots 16071$)؛

TMax_j: مقدار بیشینه دمای روزانه برای روز j ام؛

AVG: میانگین ۴۴ ساله مقادیر بیشینه دمای روزانه؛

SD: انحراف معیار ۴۴ ساله مقادیر بیشینه دمای روزانه.

با توجه به این که طول دوره آماری مورد استفاده برای محاسبه شاخص استاندارد شده پرفشار آزور، ۵۵ سال (۱۹۵۱-۲۰۰۵) و بازه دوره آماری داده‌های دمای بیشینه روزانه، ۴۴ سال (۱۹۶۱-۲۰۰۴) بود؛ ضمن انطباق زمانی این دو پارامتر، یک دوره آماری مشترک ۴۴ ساله (۱۹۶۱-۲۰۰۴) مشتمل بر ۱۶۰۷۱ روز انتخاب گردید. پس از استانداردسازی بیشینه دمای روزانه، ضمن تطابق زمانی دو تقویم مقادیر استاندارد شده، دمای بیشینه روزانه و شاخص استاندارد شده پرفشار آزور و با حذف در مجموع یک سال آماری، یک دوره زمانی ۴۳ ساله (۱۳۸۲-۱۳۴۰) مشتمل بر ۱۵۷۰۵ روز از مجموع ۱۶۰۷۱ روز برای بررسی ارتباط سامانه پرفشار آزور با دماهای بیشینه ایران انتخاب گردید. آنگاه، به منظور دستیابی به چگونگی تأثیر سامانه پرفشار آزور بر بیشینه دمای روزانه ایران، از روش آزمون جدول توافقی بهره گرفته شد و آماره χ^2 در نرم‌افزار متلب (Mathlab) محاسبه گردید. در روش جدول توافقی، آماره آزمون به صورت زیر تعریف می‌شود (باتاچاریا و جانسون^{۱۱}، ۱۹۷۷، برگردان ابن شهر آشوب و میکائیلی، ۱۳۶۹: ۵۰۵):

$$\chi^2 = \sum \frac{(n_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}}, \quad E_{ij} = \frac{n_{i.} n_{.j}}{n} \quad (۶)$$

در روابط فوق:

χ^2 : آماره 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

صورت زیر نوشت:

$$H_0: n_{ij} = E_{ij} \quad (7)$$

$$H_1: n_{ij} \neq E_{ij}$$

تعداد درجه آزادی برای آماره χ^2 نیز در یک جدول توافقی $r \times c$ (تعداد ستون‌ها \times تعداد سطرها) برابر است با:

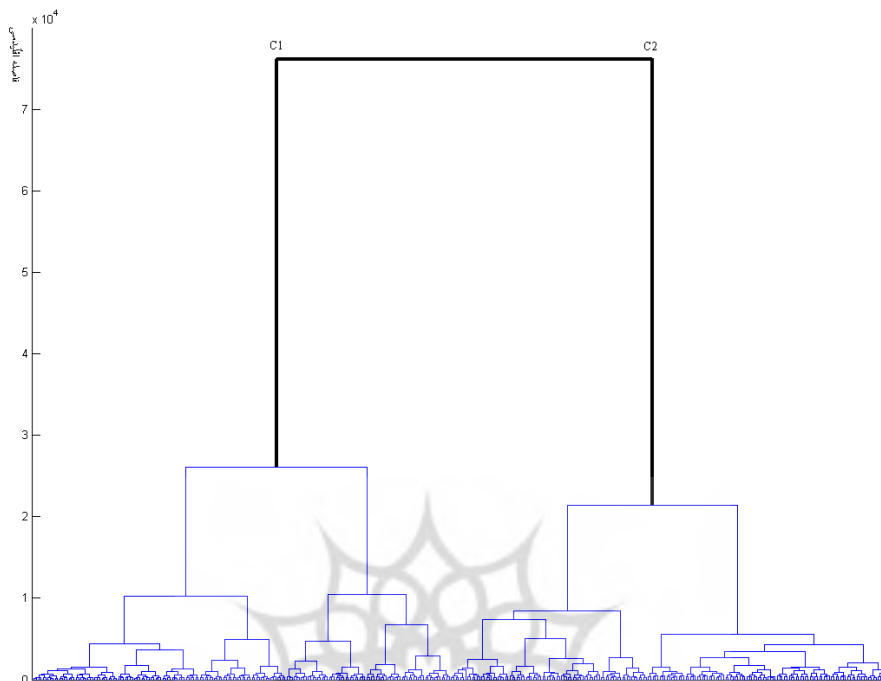
$$d.f = (r-1)(c-1) \quad (8)$$

دنباله بالایی توزیع χ^2 با $d.f.=(r-1)(c-1)$ به عنوان ناحیه رد به کار می‌رود. در روش جدول توافقی، هر گاه χ^2 مشاهده شده (حاصل از محاسبات بالا) بزرگتر از مقدار χ^2 جدول (χ^2_α) باشد، فرض صفر (استقلال) در سطح معنادار بودن α رد می‌شود. در عین حال، چنانچه χ^2 مشاهده شده، کوچکتر از مقدار χ^2 جدول (χ^2_α) باشد؛ فرض صفر (استقلال) در سطح معنادار بودن α رد نمی‌شود. α اندازه ناحیه بحرانی است که غالباً ۰/۰۱ یا ۰/۰۵ انتخاب می‌گردد.

بحث

تحلیل رفتار مکانی سامانه پرفشار آزر

برای دستیابی به الگوهای گردشی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، یک تحلیل خوشه‌ای انباشتی پایگانی به شیوه ادغام «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT انجام گرفت. بر پایه این تحلیل، روشن شد که دو الگوی گردشی اصلی در نیمکره شمالی قابل شناسایی است (شکل ۱).



شکل (۱): دارنمای الگوهای گردش تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

۱- الگوی گردش ۱

این الگو که از نظر زمانی، تقریباً منطبق بر نیمه سرد سال بوده، و تا میانه بهار سال بعد فعال است؛ از روز بیست و نهم مهرماه آغاز و تا پنجم اردیبهشت ماه به مدت ۱۸۷ روز تداوم می‌یابد. الگوی مزبور در زمان تأثیر، حاکمیت سامانه‌های پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۰ درجه و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه را آشکار می‌سازد. در زمان استقرار این الگو، پرفشار آזור با محور تقریباً غربی- شرقی دارای دو کانون با وسعت و شدت یکسان است. کانون شرقی این پرفشار دراز^{۱۲} با عنوان آזור و با ارتفاع مرکزی ۳۱۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال باماکو^{۱۳} در غرب مالی و کانون غربی آن با نام برمودا و با ارتفاع مرکزی برابر با

12 -Elongated high pressure

13 - Bamako

کانون شرقی بر روی اقیانوس اطلس شمالی در شمال شرق جمهوری دومینیکن و تقریباً در جنوب جزیره برمودا متمرکز می‌شود (شکل ۲). با توجه به شکل‌گیری و حضور آشکار کانون غربی این پرفشار دراز با نام برمودا و در عین حال، تداوم فعالیت و بالندگی آن در این الگو، می‌توان نام پرفشار آزر- برمودا را برای این سامانه برگزید. مقایسه الگوی ۱ با الگوی ۲ (تنها نماینده دوره گرم سال) آشکار می‌سازد که این سامانه پرفشار از نظر نصف النهاری به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) و از لحاظ مداری به طرف غرب در اقیانوس اطلس شمالی تغییر موقعیت می‌دهد. زبانه شرقی این سامانه پرفشار نیز در زمان حاکمیت و سیطره این الگو پس از عبور از روی بخش‌های غربی و مرکزی قاره افریقا، تقریباً تا شرق سودان در غرب دریای سرخ گسترش می‌یابد که در مقایسه با الگوی ۲ ضمن کاهش گستره مداری خود به طرف شرق، اندکی نیز به سمت جنوب (عرض‌های پایین‌تر) متمایل می‌گردد. این الگو در مجموع، تضعیف این سامانه پرفشار را نسبت به الگوی ۲ آشکار می‌سازد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار آزر را در این الگو، منحنی هم ارتفاع ۳۱۴۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید. در الگوی ۱، سامانه پرفشار جنب حاره‌ای گسترده‌ای نیز در شرق آسیا با محور تقریباً شرقی- غربی و با کانونی با ارتفاع مرکزی ۳۱۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اقیانوس آرام شمالی تقریباً در شمال شرق فیلیپین (جنوب شرق تایوان) نمودی آشکار دارد. مرز بیرونی این پرفشار را نیز در این الگو، منحنی هم ارتفاع ۳۱۶۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

بادهای غربی در زمان حاکمیت الگوی ۱ که تقریباً دوره سرد سال را در بر می‌گیرد؛ ضمن گسترش حلقه خود تا عرض‌های پایین با توجه به افزایش شیو^{۱۴} نصف النهاری دما و فشار، تشدید می‌شوند و در عین حال، بیشتر تمایل به وزش مداری دارند. بررسی الگوی ۱ در مجموع نشان از تقویت و گسترش بادهای غربی دارد؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۲۸۸۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی ۲ به ۲۷۲۰ ژئوپتانسیل متر در

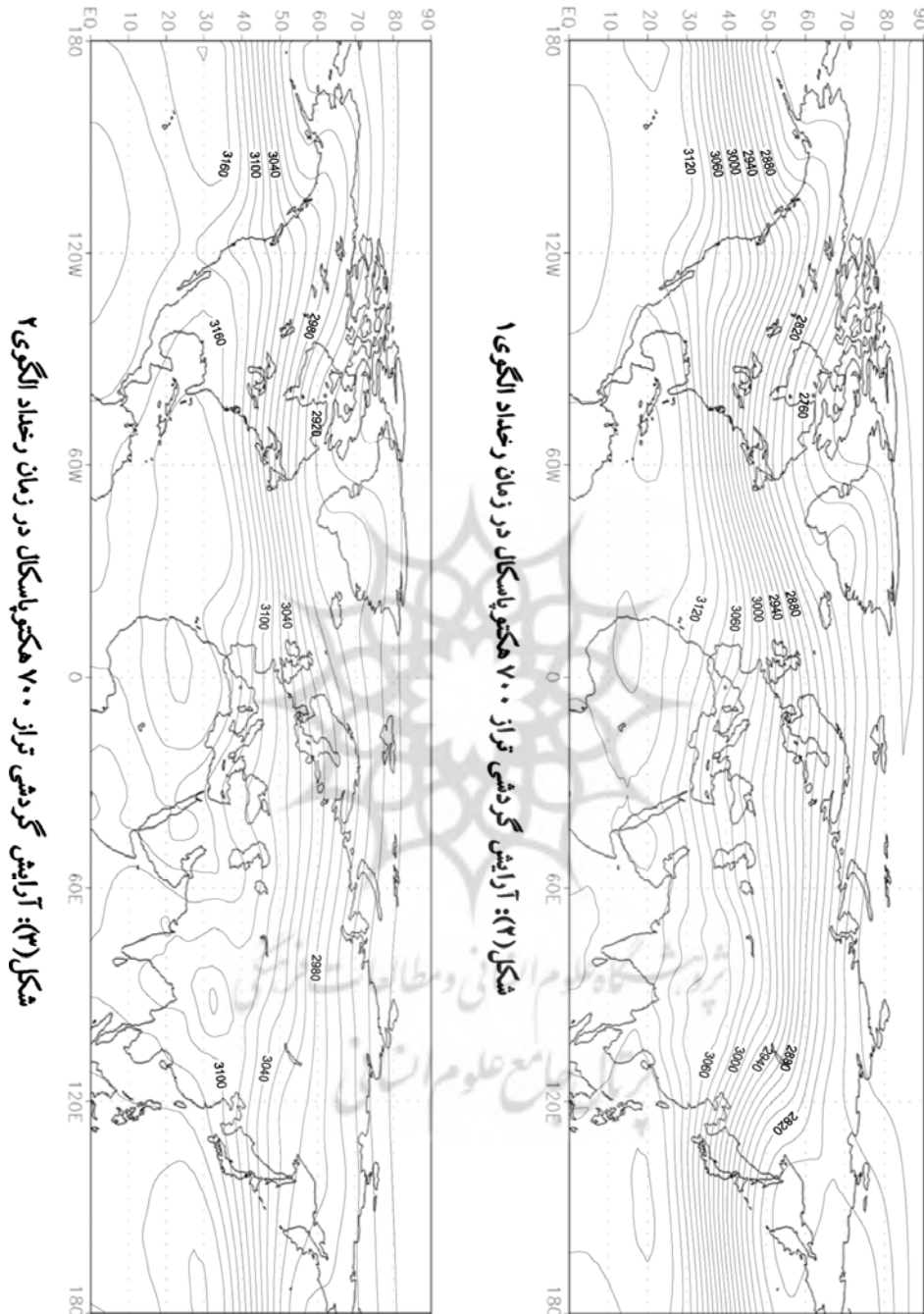
این الگو تبدیل شده است. به عبارت دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر سرمایش شدید، حدود ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم ارتفاع ۳۱۲۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از روی خلیج فارس و جنوب ایران عبور می‌کند و در مجموع، ایران تحت سیطره بادهای غربی قرار می‌گیرد. در طی حاکمیت این الگوی گردشی، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در جنوبی‌ترین بخش ایران ۳۱۲۰ ژئوپتانسیل متر است که در منتهی الیه شمال غربی کشور به ۳۰۴۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. این الگو در واقع، نمایانگر الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی عرض‌های میانه است. مکان‌های غالب تشکیل فرود، تقریباً شامل ۱۳۰ درجه شرقی تا ۱۶۰ درجه غربی، صفر تا ۵۰ درجه شرقی و ۳۰ تا ۱۰۰ درجه غربی است. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نواحی ۶۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی، صفر تا ۳۰ درجه غربی و ۱۰۰ تا ۱۴۰ درجه غربی را در بر می‌گیرد. این آرایش در واقع، الگوی سه موج بلند دوره سرد نیمکره شمالی (موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) را که به وسیله هارمن^{۱۵} (۱۹۹۱) نیز مطرح شده است؛ تأیید می‌کند. فشردگی منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده استقرار فرودهای شرق آمریکا و شرق آسیا مبین تباین زیاد دما و فشار و شدت سرعت بادها در محل تشکیل این فرودها نسبت به فرود مدیترانه است. یکی از ویژگی‌های این الگوی گردشی آن است که ارتفاع فرود مدیترانه تا سطح زمین بسیار کم است و چند متری از ۳۰۰۰ ژئوپتانسیل متر بالاتر قرار می‌گیرد (شکل ۲). بر اساس این الگو، محور فرود مدیترانه تقریباً از مرکز دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی جزیره قبرس در شرق مدیترانه می‌گذرد. بخش‌های شمال غربی و غرب اروپا شاهد یک الگوی فرازی است. در این شرایط، هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی مدیترانه سرازیر شده، در برخورد با هوای گرم و مرطوبتر مدیترانه در دوره سرد سال شرایط تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال، استقرار و حاکمیت فرود بر روی مدیترانه شرایط پویایی

(دینامیکی) ناپایداری را آماده می‌سازد؛ در نتیجه همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای امکان تشکیل سامانه‌های باران‌زا (کم‌فشارهای مدیترانه‌ای) مهیا می‌شود. از سوی دیگر، در زمان حاکمیت این الگو یک فرود نیز بر روی بخش شمالی دریای سرخ مشاهده می‌شود. در این شرایط، هوای گرم و مرطوب افریقای حاره‌ای نیز در تصادم با هوای سرد اروپایی سامانه‌های باران‌زا (کم‌فشار موسمی سودان) ایجاد می‌کند. این سامانه‌ها یا ترکیبی از آنها با نام سامانه سودانی- مدیترانه‌ای می‌توانند همراه و در بستر بادهای غربی از طرف غرب وارد ایران شوند و تولید بارش نمایند. رخداد این الگو در دوره سرد سال منطبق و همزمان با فصل ریزش در ایران است. به نظر می‌رسد؛ این الگو بتواند تا حدود زیادی پراش بارش ایران را در قلمروهایی که از رژیم بارشی زمستانه برخوردارند؛ تبیین کند.

۲- الگوی گردش ۲

این الگو که از نظر زمانی مصادف با نیمه گرم سال است؛ از روز ششم اردیبهشت ماه آغاز و تا بیست و هشتم مهرماه به مدت ۱۷۸ روز تداوم می‌یابد. الگوی مزبور در زمان تأثیر، حاکمیت سامانه‌های پرفشار جنب حاره در جنوب مدار ۴۰ درجه و نمود بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۴۰ درجه را نشان می‌دهد. در زمان استقرار این الگو، پرفشار آزر- برمودا را در مقایسه با الگوی ۱ به سبب حذف و نیستی کانون غربی آن می‌توان سامانه پرفشار آزر نامید. پرفشار آزر با محوری طویل که تقریباً از جانب غرب به شرق قرار می‌گیرد؛ در این الگو دارای کانونی با ارتفاع مرکزی ۳۲۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال مالی است (شکل ۳). این پرفشار دراز در زمان حاکمیت الگوی ۲ همزمان با آغاز دوره گرم سال نسبت به الگوی ۱ از نظر نصف‌النهار به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) و از لحاظ مداری به طرف شرق در افریقا تغییر موقعیت می‌دهد. زبانه شرقی این سامانه پرفشار نیز با عبور از روی مدیترانه، شمال جزیره سیسیل، شمال و جنوب دریای سرخ بر روی ایران استقرار می‌یابد که نشان دهنده گسترش مداری حداکثری آن نسبت

به الگوی ۱ است. مقایسه این الگو با الگوی ۱ نشان می‌دهد که بتدریج شدت کانون این سامانه پرفشار به سبب انباشت هوا در وردسپهر فوقانی و سپس جریان آن از بالا به پایین، افزایش یافته، بر وسعت آن نیز افزوده می‌شود. در واقع، این الگو دوره قدرت پرفشار آزر را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار آزر را در این الگو، منحنی هم ارتفاع ۳۱۶۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند که نسبت به الگوی ۱ افزایش یافته است. بر اساس این الگو، منحنی هم ارتفاع ۳۱۲۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان بخشی از پرفشار جنب حاره ضمن گذر از نیمه جنوبی دریای خزر و جنوب دریاچه خوارزم، نواحی شرقی و جنوب شرقی ایران را در بر گرفته، سرانجام تا غرب افغانستان و پاکستان در جهت مداری گسترش می‌یابد. در زمان حاکمیت این الگو، پرفشار جنب حاره‌ای گسترده‌ای نیز در شرق آسیا با محور تقریباً شرقی- غربی، کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۳۱۸۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اقیانوس آرام شمالی متمرکز می‌نماید. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو، منحنی هم ارتفاع ۳۱۶۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید که نسبت به الگوی ۱ تغییری نکرده است. این الگو در واقع بیانگر حاکمیت و گسترش سامانه‌های پرفشار پویشی (دینامیکی) غیرسطحی و پسروی بادهای غربی موج در نیمکره شمالی است. بادهای غربی با توجه به کاهش شیو نصف النهاری دما و فشار در زمان فعالیت این الگو که تقریباً دوره گرم سال را شامل می‌شود، تضعیف می‌گردند. جریان وزش در این موقع، بیشتر حالت نصف النهاری به خود می‌گیرد. نکته مهم دیگر در این الگو، افزایش تعداد مکان‌های استقرار فراز و فرود است؛ به طوری که شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق اقیانوس اطلس شمالی، دریای سیاه و شرق هندوستان مکان‌های غالب تشکیل فرود هستند. در طی حاکمیت این الگو بر روی بخش جنوبی دریای سیاه استقرار یک فرود مشاهده می‌شود. فرود دریای سیاه در زمان بالندگی این الگو به سطح زمین بسیار نزدیک و ارتفاع آن از ۳۱۰۰ متر کمتر است. از این جهت، به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین، بویژه ایجاد ناپایداری و تشکیل بارش در قلمرو شمال غربی ایران داشته باشد.



در این الگو فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال بر روی دریای لابرادور، شمال سیبری و دریای برینگ استقرار دارند. افزایش فاصله منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده

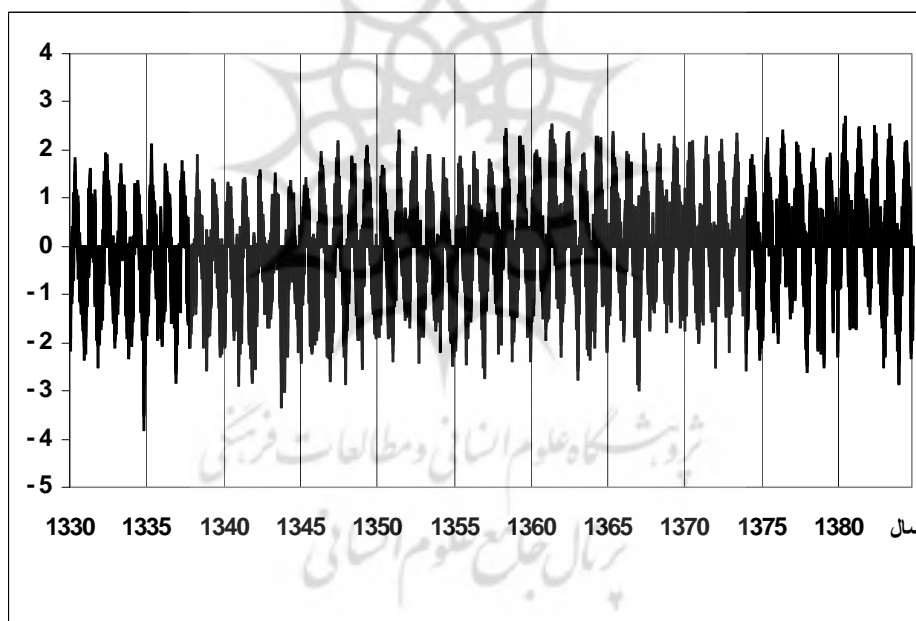
استقرار فرودها در این الگو نشان‌دهنده تباین اندک دما و فشار و کاهش سرعت بادهای غربی در محل تشکیل این فرودهاست. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نیمه غربی کانادا، شمال آلاسکا، گرینلند، شمال و مرکز اروپا را در بر می‌گیرد. افزایش مکان‌های استقرار فراز و فرود در این الگو نشانه نامنظم بودن بادهای غربی است. به عبارت دیگر، بر اساس این الگو در نیمکره شمالی شرایط استقرار موج‌های غربی تقریباً پایدار و قوی نیست. البته، در این ارتباط، وضعیت نیمکره غربی به دلیل استیلای بیشتر آب‌ها با ثبات‌تر از نیمکره شرقی است. بررسی این الگو در مجموع، حاکی از تضعیف و پسروی بادهای غربی است؛ به طوری که در حاشیه درونی بادهای غربی، ارتفاع تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما و گرمایش حدود ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. به بیان دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۲۷۲۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی ۱ به ۲۸۸۰ ژئوپتانسیل متر تبدیل شده است. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم ارتفاع ۳۱۰۰ ژئوپتانسیل متر در نصف‌النهار ایران از حوالی ۴۶ درجه عبور می‌کند. به عبارت دیگر، در حاشیه استوایی، این منحنی هم ارتفاع از روی شمال دریای خزر عبور می‌نماید. این موضوع نشان می‌دهد که ایران در زمان حاکمیت این الگو از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود. الگوی مزبور در واقع، نشان‌دهنده پسروی حلقه بادهای غربی به شمالی‌ترین حد خود است (کاویانی، مسعودیان و حلبیان، ۱۳۸۷). در مجموع، اقلیم ایران در دوره گرم سال توسط این الگوی گردشی کنترل می‌شود و به میزان زیادی متأثر از تغییرات سال به سال آن است.

تحلیل رفتار زمانی سامانه پرفشار آזור

به منظور تحلیل رفتار زمانی سامانه پرفشار آזור در دوره زمانی مورد بررسی با محاسبه مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ابتدا ماتریسی به ابعاد 20×89 و سپس با انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی، ماتریس جدیدی به ابعاد 19724×1 برای دوره زمانی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ به دست آمد که شامل

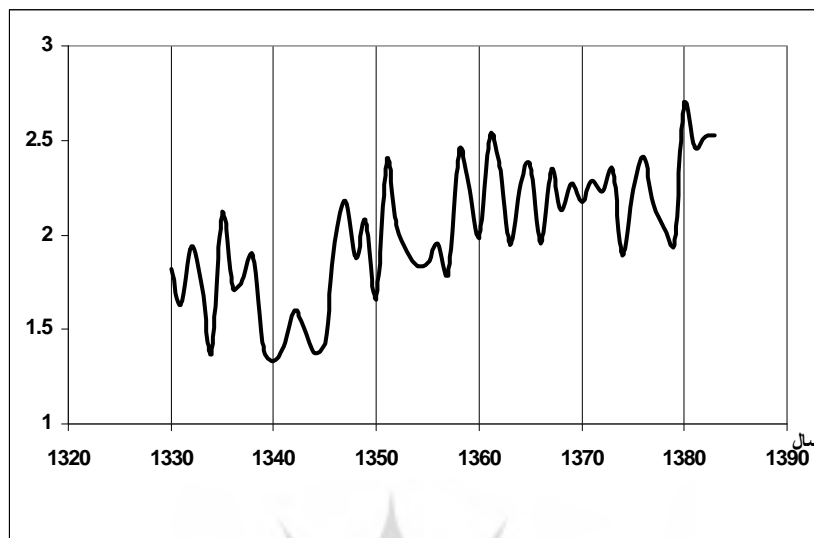
تحلیل همبند ارتباط پرفشار آزرور با دماهای بیشینه ایران ۶۹

ناهنجاری‌های مقدار شاخص سامانه پرفشار آزرور در هر روز است. شکل ۴ سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده این سامانه پرفشار را در دوره مورد بررسی نشان می‌دهد. رخداد فاز مثبت نشان‌دهنده تشدید پرفشار آزرور و وقوع فاز منفی مبین تضعیف آن است. تشدید این سامانه پرفشار به معنای افزایش شدت و به تبع آن گسترش وسعت پرفشار مزبور است؛ در حالی که تضعیف این سامانه پرفشار به مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف کانون آن است. بالاترین ناهنجاری موجود در دوره زمانی مورد بررسی برابر با $+2/7$ و پایین‌ترین ناهنجاری معادل با $-3/8$ بوده است. بالاترین ناهنجاری فاز مثبت در تاریخ ۲۵ مرداد ۱۳۸۰ و پایین‌ترین ناهنجاری فاز منفی در تاریخ ۱۷ دی ۱۳۳۴ رخ داده است (شکل‌های ۵ و ۶).

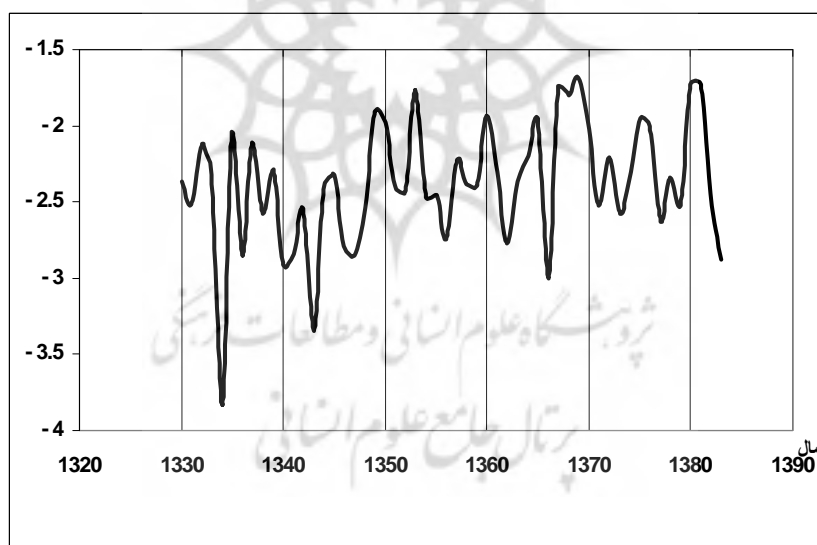


شکل(۴): سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار آزرور در تراز

۷۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۵): بیشینه شاخص استاندارد شده پرفشار آזור در زمان رخداد فاز مثبت

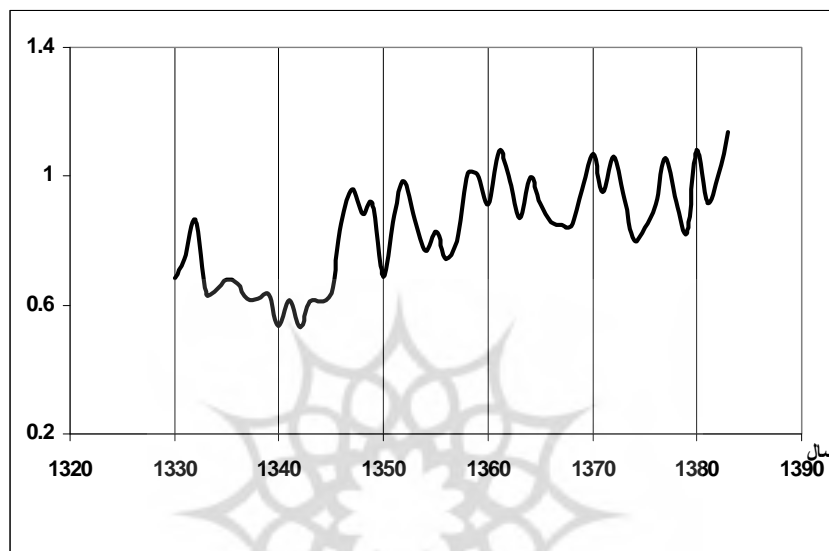


شکل (۶): کمینه شاخص استاندارد شده پرفشار آזור در زمان رخداد فاز منفی

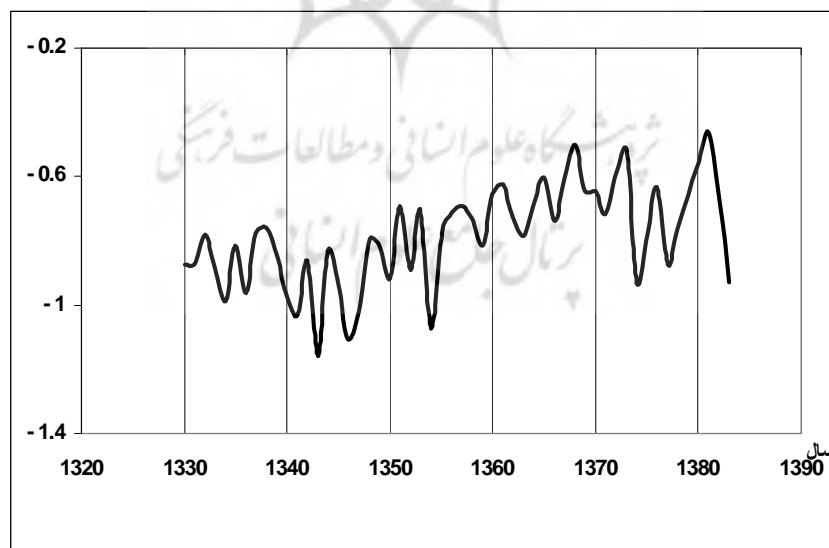
بررسی سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار آזור نشان می‌دهد که این شاخص در طول دوره مورد بررسی در ۴۸٪ موارد، فاز مثبت و در ۵۲٪ موارد، فاز منفی

تحلیل همبند ارتباط پرفشار آزرور با دماهای بیشینه ایران ۷۱

را تجربه کرده است. میانگین شدت شاخص استاندارد شده این سامانه پرفشار در طی فاز مثبت، $0/84$ و در طی فاز منفی، $-0/79$ بوده است (شکل های ۷ و ۸). هر چند در تمامی سال های مورد بررسی، امکان رخداد فاز منفی و مثبت وجود داشته

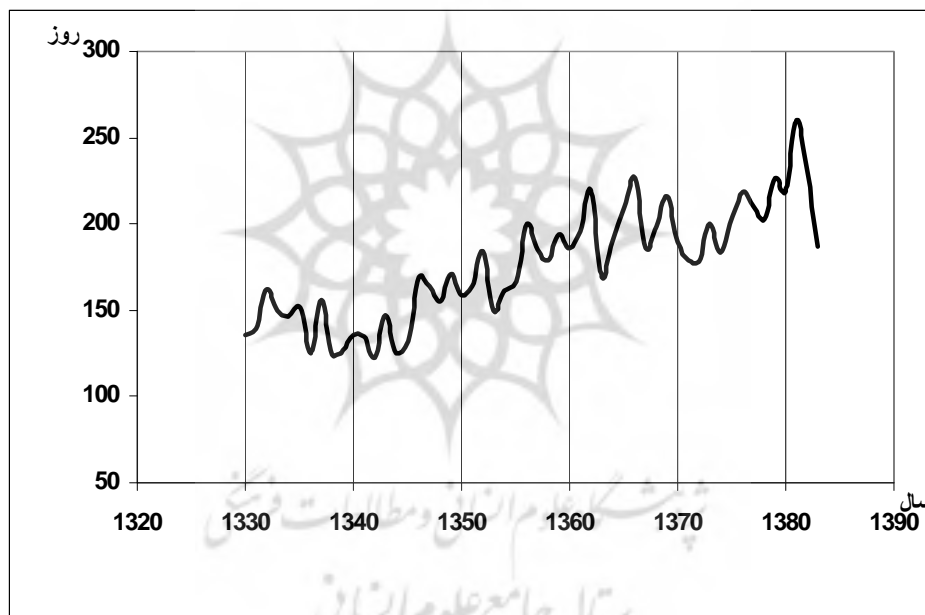


شکل (۷): میانگین شدت شاخص استاندارد شده پرفشار آزرور در زمان رخداد فاز مثبت

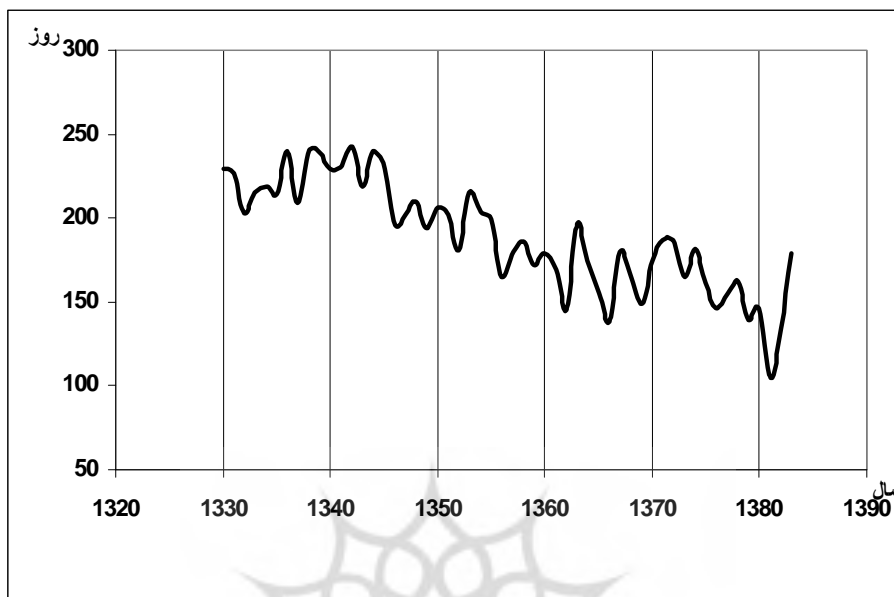


شکل (۸): میانگین شدت شاخص استاندارد شده پرفشار آزرور در زمان رخداد فاز منفی

است؛ اما به نظر می‌رسد، فاز منفی این سامانه پرفشار اندکی از بسامد بیشتری برخوردار بوده است؛ به طوری که میانگین دوام فاز مثبت، تقریباً ۱۷۶ روز و میانگین دوام فاز منفی در حدود ۱۸۹ روز بوده است. کمترین دوام در مورد فاز مثبت، ۱۲۲ روز (مربوط به سال ۱۳۴۲) و بیشترین دوام، ۲۶۰ روز (مربوط به سال ۱۳۸۱) بوده است (شکل ۹). دوام فاز منفی در طول دوره زمانی مورد بررسی، کوتاهتر از ۱۰۵ روز (در سال ۱۳۸۱) و بلندتر از ۲۴۳ روز (در سال ۱۳۴۲) نبوده است (شکل ۱۰).



شکل (۹): فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت شاخص استاندارد شده پرفشار آوزور



شکل (۱۰): فراوانی روزهای رخداد فاز منفی شاخص استاندارد شده پرفشار آزر

در مجموع، بررسی فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت نشان‌دهنده گرایش به یک روند افزایشی و بررسی فراوانی روزهای رخداد فاز منفی، بیانگر میل به یک روند کاهش‌ی در طول دوره مورد مطالعه است (شکل‌های ۹ و ۱۰). به بیان دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم سده گذشته روزهای حضور قوی سامانه پرفشار آزر افزایش یافته است (شکل ۹).

تحلیل هم‌دید ارتباط سامانه پرفشار آزر با دماهای بیشینه ایران

به منظور دستیابی به هدف نهایی این پژوهش که همانا، تحلیل و بررسی هم‌دید ارتباط سامانه پرفشار آزر با دماهای بیشینه ایران است؛ از روش جدول توافقی استفاده گردید. جدول ۱، این موضوع را از دید توصیفی قبل از بسط هر گونه تجزیه و تحلیل آماری رسمی نشان می‌دهد.

جدول (۱): جدول توافقی داده‌ها به منظور تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار آזור با بیشینه دمای روزانه ایران

جمع کل سطر	رویداد روزهای گرم (ناهنجاری مثبت)	رویداد روزهای معتدل (بهنجار)	رویداد روزهای سرد (ناهنجاری منفی)
n_{10}	n_{13}	n_{12}	n_{11}
n_{20}	n_{23}	n_{22}	n_{21}
n_{30}	n_{33}	n_{32}	n_{31}
n	n_{03}	n_{02}	n_{01}

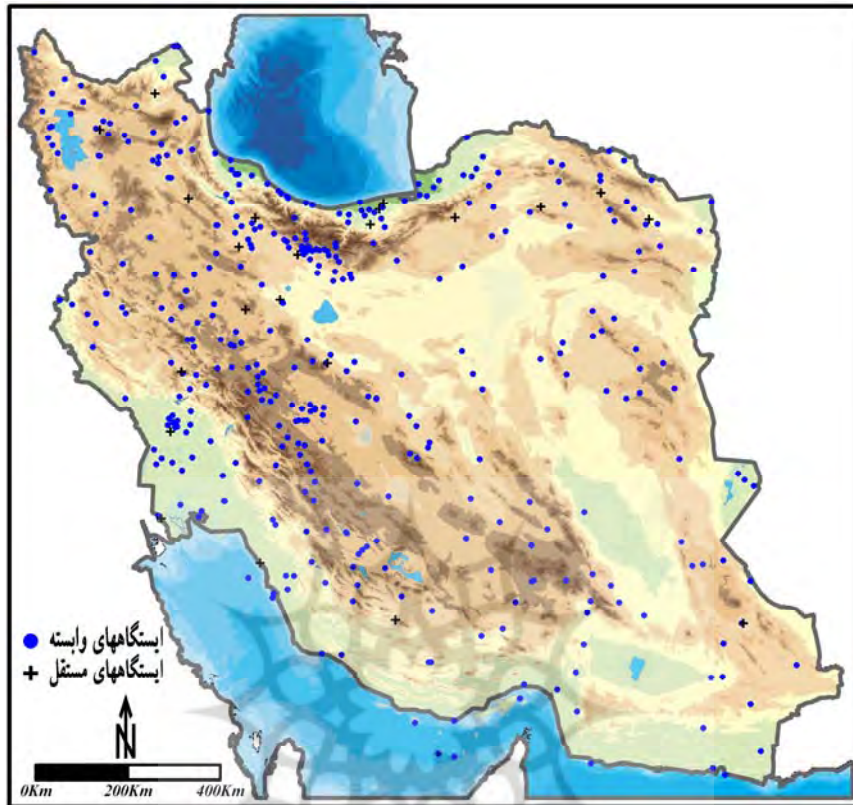
در این تجزیه و تحلیل آماری، بازه آستانه رخداد فاز شمال (بهنجار) با (± 1) انحراف معیار شاخص استاندارد شده پرفشار آזור (SAI) تبیین می‌شود. بر این اساس، هرگاه شاخص (SAI) از $+1$ انحراف معیار فراتر رود؛ یک رویداد فاز مثبت (ناهنجاری مثبت) و هرگاه این شاخص به پایین‌تر از -1 انحراف معیار سوق پیدا کند؛ یک رخداد فاز منفی (ناهنجاری منفی) به وقوع پیوسته است. در این مقوله، مفهوم ناهنجاری اشاره به انحراف‌های مثبت و منفی از میانگین شاخص استاندارد شده پرفشار آזור (SAI) دارد. در عین حال، رخداد فاز مثبت مبین تشدید و حاکمیت پرفشار آזור و وقوع فاز منفی به مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف این سامانه پرفشار پوی (دینامیکی) است.

در این تجزیه و تحلیل و در خصوص بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) حدود تعیین‌کننده آستانه رخداد روزهای معتدل (بهنجار) بین $+0/25$ تا $+1/75$ انحراف معیار مقدار استاندارد شده بیشینه دمای روزانه قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر، هنگامی می‌توان گفت

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار آزر با دماهای بیشینه ایران ۷۵

که یک روز گرم (ناهنجاری مثبت) تکوین یافته است که مقدار استاندارد شده بیشینه دمای روزانه (SDM) از $1/75+$ انحراف معیار متجاوز باشد. در عین حال، اگر این مقدار به پایین‌تر از $0/25+$ انحراف معیار میل پیدا کند؛ روزی سرد (ناهنجاری منفی) به وقوع پیوسته است.

به کارگیری روش آزمون جدول توافقی در طول دوره زمانی مورد بررسی (۱۳۸۲-۱۳۴۰) با هدف آگاهی از چگونگی ارتباط پرفشار آزر در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) ایران نشان داد که در مورد بعضی از ایستگاه‌ها فرض صفر (استقلال) در سطح اطمینان ۹۵٪ رد نمی‌شود. این بدان معناست که بیشینه دمای روزانه تقریباً در $5/2\%$ از ایستگاه‌های مورد بررسی (۲۲ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) متأثر از سامانه پرفشار آزر در این تراز جوی نیست و به عبارتی، مستقل از این پرفشار پوشی (دینامیکی) است. از سوی دیگر، بر اساس این روش آزمون آماری بیشینه دمای روزانه در تقریباً $94/8\%$ از ایستگاه‌های تحت بررسی (۴۰۱ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) متأثر از این سامانه پرفشار جنب حاره‌ای است و به نوعی مستقل از تأثیر این پرفشار گسترده در این تراز جوی نیست (شکل ۱۱ و جدول ۲). از این رو، فرض مقابل نیز در سطح اطمینان ۹۵٪ رد نمی‌شود. این موضوع نشان از وجود پیوندی قوی میان بیشینه دمای روزانه در گستره بسیار وسیعی از ایران و پرفشار پوشی (دینامیکی) آزر در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دارد. نگاهی گذرا به نتایج حاصل از انجام روش آزمون جدول توافقی برای این تراز جوی نشان می‌دهد که سامانه پرفشار آزر در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تأثیر غیر قابل‌انکاری بر بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) ایران به سبب سیطره بر کشور بر اساس الگوی گردشی دوره گرم (الگوی ۲) دارد.



شکل (۱۱): ارتباط پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با بیشینه دمای روزانه ایران

جدول (۲): ارتباط پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با بیشینه دمای روزانه در ایستگاه‌های مورد بررسی

فرآوانی نسبی ایستگاه‌های وابسته (درصد)	فرآوانی ایستگاه‌های وابسته	فرآوانی نسبی ایستگاه‌های مستقل (درصد)	فرآوانی ایستگاه‌های مستقل	ردیف
۹۴/۸	۴۰۱	۵/۲	۲۲	۱

نتیجه گیری

این پژوهش آشکار ساخت که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» توان تفکیک الگوهای گردشی دوره‌های سرد و گرم سال در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را

دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار آזור در این تراز است. از سوی دیگر، شاخص استاندارد شده پرفشار آזור که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید؛ این توانایی را نشان داد که به عنوان معیاری برای تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار مورد استفاده قرار گیرد. کاربرد روش جدول توافقی و محاسبه آماره χ^2 نیز در طی دوره آماری ۱۳۸۲-۱۳۴۰ حکایت از توانمندی این شیوه در تحلیل و بررسی چگونگی ارتباط پرفشار آזור با دماهای بیشینه ایران دارد. اجرای این روش آزمون آماری نشان داد که بیشینه دمای روزانه (دمای روز هنگام) در گستره بسیار وسیعی از ایران متأثر از رفتار پویشی (دینامیکی) پرفشار آזור در جو فراز ایران است. به عبارت دیگر، از آن جایی که در زمان احاطه این پرفشار جنب حاره‌ای بر روی ایران غالباً امکان صعود هوا به سطوح بالاتر جوی عملی نمی‌شود؛ بنابراین، بیشینه دمای روزانه ایران در این زمان از یک سو ناشی از گرمایش بی‌دررو به سبب استقرار پرفشار آזור و از سوی دیگر، حاصل پایداری پویشی و افزایش تابش‌های کوتاه دریافتی به دلیل فقر ابرناکی در اغلب روزهاست. به نظر می‌رسد؛ در زمان سیطره پرفشار جنب حاره‌ای آזור بر جو فراز ایران، به سبب افزایش ضخامت و ردسپهر نقش ارتفاع در افتاهنگ عمودی دما چندان محسوس نیست و اغلب نواحی ایران؛ حتی نقاط مرتفع به دلیل قرارگیری در زیر نفوذ هوای پایدار این پرفشار پویشی (دینامیکی) و آسمان صاف دماهای روزانه نسبتاً بالایی را تجربه می‌کنند. تأثیرپذیری بیشینه دمای روزانه ایستگاه‌های مناطق مرتفع از سامانه پرفشار آזור مصداق بارز این موضوع است. در مجموع، با استقرار این پرفشار پویشی (دینامیکی) بر روی ایران، استیلای اقلیم قاره‌ای بر پهنه بسیار وسیعی از کشور نمودی کاملاً آشکار می‌یابد.

منابع و مأخذ

- ۱- باتاچاریا، گوری ک و جانسون، ریچارد ا، ابن شهر آشوب، مرتضی و میکائیلی، فتاح. (۱۳۶۹). مفاهیم و روش‌های آماری، جلد دوم، مرکز نشر دانشگاهی تهران، ۷۳۲ صفحه.
- ۲- حبیبی، فریده. (۱۳۷۷). «بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند»، مجله نیوار، شماره ۳۹، صص ۶۶-۴۸.

- ۳- حجازی زاده، زهرا؛ ایرانقائی، هوشنگ. (۱۳۷۲). «بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل»، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، گروه جغرافیا.
- ۴- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). «بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱»، مجله نیوار، شماره های ۴۴ و ۴۵، صص ۲۹-۷.
- ۵- فهامی، لیدا؛ اردکانی، حسین. (۱۳۸۰). «بررسی و مطالعه پرفشار جنب حاره ای و ارتباط آن با تابستان های گرم در ایران» پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- ۶- کاویانی، محمدرضا، مسعودیان، سیدابوالفضل و حلبیان، امیرحسین. (۱۳۸۷). «بررسی تاثیر سامانه پرفشار آזור بر بارش ایران زمین»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۸، صص ۵۰-۲۵.
- ۷- مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۴)، پیش بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی استانداری چهارمحال و بختیاری.
- ۸- یارنال، برنت، مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۵)، اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، دانشگاه اصفهان، ۲۱۸ صفحه.

- 9-Chen,D.(2000), A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study, *Int.J. Climatol*,20:1067-76.
- 10-Courault,D.& Monestiez,P.(1999), Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in Southeast France, *Int.J. Climatol*,19:365-378.
- 11-Ghasemi,A.R.& Khalili,D.(2006), The influence of the Arctic oscillation on winter temperatures in Iran, *Theor. Appl. Climatol*, published on line.
- 12-Harman,R.J.(1991), *Synoptic Climatology of the Westerlies: process and patterns*, Washington DC, American Association of Geographers.
- 13-Harris.M, F.G Finger and s.Teweles.(1962), Diurnal variation of wind, pressure and temperature in the troposphere and stratosphere over the Azores, *Journal of the Atmospheric Sciences*, volume 19:136-149.
- 14- Katsoulis.B.D.&et al(1998), Monthly Anticyclonicity in Southern Europe and Mediterranean region, *Theor. Appl. Climatol*,59:51-59.
- 15-Kutiel,H.& Maheras,P.(1998), Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices,*Theor. Appl. Climatol*, 61:39-53.
- 16-Prezerakos. N.G. (1984), Does the Extension of the Azores Anticyclone to wards the Balkans really exist?, *National Meteorological Service, Helliniko, Greece, ser.A33:217-227*.
- 17-Tsvieli,Y.& Zangvil,A.(2005), Synoptic climatological analysis of wet and dry Red sea troughs over Israel, *Int.J. Climatol*, 25:1997-2015.