

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۵ - پاییز ۱۳۸۸

وصول مقاله: ۱۳۸۶/۷/۱۵

تأیید نهایی: ۱۳۸۷/۱۱/۱۱

صفحات: ۲۱-۴۴

ارتباط انسو با الگوهای گردش جوی زمستانی ایران

فاطمه رحیمزاده

عضو هیأت علمی پژوهشگاه هواشناسی

دکتر ابراهیم فتاحی

عضو هیأت علمی پژوهشگاه هواشناسی

چکیده

الگوهای مختلف گردش جوی شرایط آب و هوایی متفاوتی را باعث می‌شوند. تغییر در فراوانی وقوع الگوهای گردش جوی و تیپ‌های هوا منجر به تغییر الگوی بارش می‌شود، از این رو مطالعه و بررسی الگوهای گردش جوی می‌تواند به عنوان معیاری برای بررسی تغییرات الگوی بارش به کار گرفته شود. تغییرپذیری بارش یکی از مهمترین عوامل آب و هوایی است که سیستم‌های طبیعی و اقتصادی را کنترل می‌کند. این موضوع به ویژه در مناطقی نظیر ایران که در منطقه‌ی خشک و نیمه‌خشک واقع شده، چشمگیرتر است. در تحقیق حاضر رابطه‌ی فراوانی الگوهای هوا با شاخص ENSO مورد تحلیل قرار گرفته است. به منظور طبقه‌بندی الگوهای گردشی، داده‌های روزانه مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا در فصل زمستان طی دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱ از مرکز داده‌های NCEP تهیه گردید. برای طبقه‌بندی الگوهای هوای روزانه، از روش تحلیل عاملی و خوشه‌بندی استفاده شد و در نهایت هشت الگوی گردشی اصلی در فصل زمستان برای ایران شناسایی شد. به منظور شناسایی ارتباط بین فراوانی انواع الگوهای گردشی هوا با فازهای گرم، خنثی و سرد ENSO، داده‌های ماهانه‌ی شاخص فوق نیز از مجموعه داده‌های بازسازی شده NCEP استخراج گردید و فراوانی هر یک از الگوهای گردشی هوا طی فازهای گرم، سرد و خنثی محاسبه شد. نتایج حاصل از این پردازش نشان داد که الگوهای هوای کم‌فشار مدیترانه، کم‌فشار جنب قطبی، پرفشار شرقی، پرفشار شمالی، پرفشار اروپای شرقی و تلفیق سامانه‌ی پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی در فاز النینو از فراوانی بیشتری برخوردارند. در حالی که الگوهای هوای پرفشار سیبری و پرفشار مرکزی در دوره‌های لانینا بیشتر است.

کلیدواژه‌ها: الگوهای گردش جوی، تحلیل عاملی، خوشه‌بندی، طبقه‌بندی، انسو، ایران.

مقدمه

تغییرپذیری بارش به‌عنوان یکی از عوامل اصلی کنترل‌کننده و مؤثر بر سیستم‌های طبیعی و اقتصادی به‌شمار می‌رود. این موضوع به‌خصوص در ایران که در منطقه‌ی خشک و نیمه‌خشک واقع شده و توزیع بارش سالانه در آن منظم نیست، اهمیت ویژه‌ای دارد. در ایران بیشترین

مقدار بارش در فصل زمستان و کمترین آن در تابستان توزیع شده است، بنابراین شدیدترین شرایط کمبود آب طی فصل رشد به وقوع می‌پیوندد. الگوهای مختلف گردش جوی باعث وضعیت‌های آب و هوایی متفاوتی می‌شوند، و تغییر رژیم بارش توسط تغییرات فصلی و نامنظم الگوی گردش جوی کنترل می‌شود. به عنوان مثال تغییر در فراوانی وقوع این الگوها، تغییرات بارش‌های منطقه‌ای را به دنبال خواهد داشت، از این رو با بررسی تغییرات الگوهای بارش، امکان ارزیابی تغییر بارش در آینده میسر خواهد شد.

طبقه‌بندی الگوهای گردش روزانه از گذشته مورد توجه اقلیم‌شناسان بوده و به‌طور وسیعی در اروپا مورد بررسی قرار گرفته است، به‌طوری که این طبقه‌بندی‌ها عمدتاً در تحلیل روابط بین فراوانی الگوهای گردشی و بارش و همچنین برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم به‌کار گرفته شده‌اند. تداوم و تغییر سامانه‌های جوی از طریق فرآیند طبقه‌بندی یا تعیین الگوهای مختلف گردشی شناسایی می‌شوند و به همین دلیل طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی از اهداف اصلی اقلیم‌شناسان است (هوث^۱، ۱۹۶۶: ۱۹۵). بدون شناسایی فراوانی زمانی الگوهای گردشی تبیین و چاره‌جویی مسایل محیطی امری دشوار است زیرا هر تیپ هوا شرایط خاصی را ایجاد می‌کند. تحقیقات در زمینه‌ی طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی به‌صورت دو روش دستی (کیفی) و کمی صورت گرفته است، به‌طوری که این گونه مطالعات تا قبل از سال ۱۹۷۰ عمدتاً بر پایه‌ی روش کیفی به بررسی تغییرپذیری اقلیمی و ارتباط این تغییرات با الگوهای گردش جوی بوده است. لمب^۲ (۱۹۷۲) الگوهای گردش جوی و تیپ‌های هوای طبقه‌بندی شده را به‌طور وسیعی در مطالعه‌ی افت و خیزهای مربوط به‌الگوی گردش جوی اروپا استفاده کرد. این الگوهای گردشی عمدتاً در تحلیل روابط بین فراوانی الگوهای گردش جوی و بارش و همچنین برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم به‌کار گرفته شده‌اند.

از دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ علاقه به تحلیل مسایل محیطی مختلف از دیدگاه اقلیم‌شناسی همدیدی، به‌ویژه در ارتباط با مقادیر حدی به‌طور گسترده‌ای باعث افزایش توجه به تحقیقات برای یافتن اصول روابط بین الگوهای گردش جوی و داده‌های روزانه شده است. ریچمن^۳ (۱۹۸۱: ۱۱۵) طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی را در ارتباط با داده‌های بارش روزانه مورد بررسی قرار داد.

1- Huth
2- Lamb
3- Richman

یارنال^۱ (۱۹۹۳) طبقه‌بندی‌های اقلیم‌شناسی را به دو روش طبقه‌بندی دستی و طبقه‌بندی خودکار تقسیم‌بندی کرد. در روش طبقه‌بندی دستی پژوهشگر هر یک از داده‌ها را بررسی کرده و آن را به یکی از طبقات نسبت می‌دهد، در حالی‌که در روش طبقه‌بندی خودکار از داده‌های رقومی و از رایانه و روش‌های آماری چندمتغیره نظیر تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی، هر یک از داده‌ها در یکی از طبقات قرار می‌گیرد.

باردوسی^۲ و همکاران (۱۹۹۰: ۱۵۹) جهت تعیین الگوهای گردش بر روی اروپا از یک تکنیک آماری متفاوت استفاده کردند، آنها نتایج قابل قبولی در رابطه با تأثیر نوسانات الگوی گردش هوا بر روی دما و بارش به‌دست آوردند.

در مطالعه‌ی دیگر رومرو^۳ و همکاران (۱۹۹۹: ۷۷۴) نوزده الگوی گردش جوی را در دو تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و ۵۰۰ هکتوپاسکال که با روزهای بارش منطقه‌ی مدیترانه‌ای اسپانیا در ارتباط بود، مشخص کردند. استبان^۴ و همکاران (۲۰۰۶: ۱۵۰۴) با استفاده از روش‌های چندمتغیره بیست الگوی گردش را برای دو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا طبقه‌بندی کردند و توزیع ماهانه و تغییرات بلندمدت را برای هر یک از الگوهای گردش به‌دست آوردند.

در این رابطه مسعودیان (۱۳۸۴: ۱۶۱) در مطالعه‌ای با استفاده از داده‌های روزانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای، شش الگوی گردش پدیدآورنده‌ی سیلاب‌های بزرگ حوضه‌های کارون را تا پل شالو شناسایی کرد، ایشان این الگوها را به دو دسته‌ی پرارتفاع و کم‌ارتفاع تقسیم‌بندی کرد. همچنین مسعودیان (۱۳۸۶) یک کاتولوگ ۳۰ ساله از الگوهای گردش تروپوسفر میانی بر روی ایران و اطراف آن طبقه‌بندی و مورد بررسی قرار داد.

پدیده‌ی انسو (النینو- نوسان جنوبی)

ارتباط بین افزایش دما و تغییرات فشار سطح آب در امتداد شرقی و غربی اقیانوس آرام و تأثیر این پدیده‌ها بر آب و هوای جهانی از اوایل دهه‌ی ۱۹۶۰ مورد توجه محققان قرار گرفت (تروپ و پرایستلی^۵، ۱۹۶۵ و ۱۹۶۶)، این محققان نشان دادند در شرایط وقوع الینو فشار هوا در سواحل شرقی استرالیا افزایش یافته و دمای سطح آب این ناحیه نیز نسبت به میانگین درازمدت

1-Yarnal
2- Bardossy
3- Romero
4- Esteban
5- Truop & Priestly

کاهش می‌یابد. واکر^۱ برای اولین بار دریافت که فشار هوا بین نواحی شرقی و غربی اقیانوس آرام به صورت الکلنگی نوسان دارد، وی توضیح داد مواقعی که فشار هوای سطح آب در نواحی شرقی اقیانوس آرام حاره‌ای بیشتر (کمتر) از معمول گردد، در نواحی غربی این اقیانوس، واقع در سواحل استرالیا این فشار کمتر (بیشتر) از میانگین درازمدت می‌باشد، وی نوسانات فشار بین نواحی شرقی و غربی اقیانوس آرام جنوبی را پدیده‌ی نوسان جنوبی نامید. به طور کلی نوسان جنوبی هم‌تای جوی النینو نام گرفته و ارتباط نزدیک میان النینو و نوسان جنوبی سبب شده که این دو در حال حاضر به عنوان مظاهری برای سیستم توآمان جو- اقیانوس روی نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام عنوان شوند و به اختصار ENSO بیان می‌شوند. پدیده‌ی ENSO و شرایط آب و هوایی و اقلیمی متأثر از آن یک حالت دو قطبی با خواص متضاد را در بسیاری از نقاط مختلف کره‌ی زمین حاکم می‌نماید. بنابراین وقتی از پدیده‌ی ENSO صحبت می‌شود در واقع به وقوع دو شرایط آب و هوایی متضاد و همچنین مرتبط به یکدیگر اشاره می‌شود که پدیدار شدن یکی، شرایط وقوع دیگری را در بطن خود می‌پروراند. به بیان دیگر فرآیند بازخورد موجود در پیدایش پدیده‌ی El Nino به گونه‌ای است که بعد از نیل به حالت تکامل، شرایط لازم برای تضعیف این پدیده و به وجود آمدن حالت لانینا فراهم می‌گردد. بدیهی است که دوران لانینا هم برای همیشه دوام نداشته و فرآیند پس‌خور آغاز شده و منجر به تضعیف لانینا و شروع النینو می‌گردد (ناظم/السادات، ۱۳۷۷: ۱۷).

وقوع پدیده‌ی ENSO، سبب برهم‌خوردن تراز معمولی انرژی بین جو، خشکی و اقیانوس‌های جهان می‌شود. تغییر در تراز انرژی مناطق مختلف زمین موجب نوسان زیاد در ویژگی امواج بلند راسبی شده و اغتشاشاتی در انتقال ماده و انرژی در جو زمین به وجود می‌آورد. با توجه به این خصوصیات، گردش عمومی جو و شرایط اقلیمی نقاط مختلف جهان متأثر از شرایط آب و هوایی اقیانوس آرام حاره‌ای می‌باشد.

اثر پدیده‌ی ENSO بر آب و هوای جهانی وقتی کاملاً محسوس می‌گردد که این پدیده در فاز^۲ حدی خود قرار داشته باشد. در این شرایط، اغتشاشات وسیع آب و هوایی در حوضه‌ی اقیانوس آرام به‌درون دیگر سیستم‌های اقلیمی جهان نفوذ می‌نماید، گرچه برخی از آثار ENSO در فاصله‌ی بعد از سپری شدن زمان کوتاهی از وقوع آن در محل اصلی (اقیانوس آرام)، در دیگر نقاط دور و نزدیک قابل درک و مشاهده است.

1- Walker

2- Extreme event

آلن^۱ و همکاران (۱۹۹۶: ۴۳) کولکارنی^۲ و کریپالانی^۳ (۱۹۹۷: ۵۴) بر این نکته تأکید می‌کنند که ENSO از مهمترین پدیده‌های شناخته شده‌ای است که ناشی از واکنش‌های متقابل اقیانوس- جو و خشکی بوده و تغییرات اقلیمی در مقیاس سالانه در سطح کره زمین را موجب می‌گردد.

ماریوتی^۴ و همکاران (۲۰۰۲: ۱۹۷) رابطه‌ی تغییرات باران‌های اروپا و ENSO را بررسی نمودند، نتایج به‌دست آمده توسط آنها، نشانگر تأثیر معنی‌دار ENSO بر بارش مدیترانه‌ای اروپا می‌باشد. آنها نشان دادند اگرچه قدر مطلق تغییرات بارندگی نسبت به مقدار نرمال آن در این مناطق در مقایسه با نواحی استوایی کمتر است، اما این تغییرات به خصوص در نواحی اطراف مدیترانه به‌طور مستقیم با پدیده‌ی ENSO در ارتباط می‌باشد. در نواحی غرب مدیترانه در فصول بهار و پاییز بلافاصله بعد و قبل از یک رخداد ENSO، تأثیر این رخداد بر بارندگی فصول مزبور متفاوت است. در اروپای شرقی و مرکزی در زمستان و بهار پس از رخ داد یک فاز کامل ENSO مقدار بارش بیشتر از حد نرمال آن مشاهده شده است. کارآموز و زهرایی (۲۰۰۴) با استفاده از سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی و بودجه برفی، جریان‌های فصلی مربوط به رودخانه‌ی سالت ایالت آریزونا را پیش‌بینی کردند، نتایج تحقیق آنها نشان داد که ارتباط تنگاتنگی بین سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی و سطح پوشش برف و جریان رودخانه در این حوضه وجود دارد.

خوش‌اخلاق (۱۳۷۷) در مطالعه‌ای به بررسی ارتباط پدیده‌ی ENSO و خشکسالی‌های ایران به انطباق زمانی برخی ترسالی‌های ایران با پدیده‌ی النینو و برخی خشکسالی‌های ایران با پدیده‌ی لانینا اشاره می‌نماید. ناظم‌السادات (۱۳۷۸: ۴۵) به بررسی تأثیر پدیده‌ی النینوی نوسانات جنوبی با بارندگی‌های پاییزه‌ی ایران پرداخت و نتیجه گرفت که وقوع النینو در بیشتر موارد باعث افزایش بارش پاییزه‌ی ایران می‌شود. کوره‌پزان (۱۳۸۲: ۲) در تحقیقی دیگر به مطالعه‌ی تأثیر سیگنال‌های هواشناسی بزرگ مقیاس اقلیمی بر پیش‌بینی تغییرات بارش مناطق جنوبی ایران پرداخت، تحلیل‌های اولیه‌ی وی که با استفاده از ماتریس‌های احتمال و تحلیل همبستگی صورت گرفت، نشان داد این مناطق در فازهای گرم ENSO و NAO و فاز سرد SST با پربارشی و در فازهای سرد ENSO و NAO و فاز گرم SST با کم‌بارشی مواجه

1- Allan
2- Kulkarani
3- Kiripalani
4- Mariotti

هستند. وی از نتایج حاصله به عنوان قوانین فازی برای توسعه‌ی مدل پیش‌بینی بارندگی استفاده کرد. نتایج این مدل، SST خلیج فارس را به عنوان بهترین تخمین‌زننده‌ی بارندگی سالانه و فصلی منطقه نشان داد. احترامیان و همکاران (۱۳۸۳: ۲۹) به منظور بررسی میزان ارتباط تغییر آب و هوا با پدیده‌ی ENSO و ارتباط آن با تغییرات فراسنج‌های آب و هوایی استان خراسان از رابطه همبستگی سالانه و فصلی شاخص نوسانات جنوبی (SOI) با داده‌های بارش استفاده کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد، که رابطه‌ی معنی‌داری بین بارش و پدیده‌ی ENSO در این استان وجود دارد. خسروی (۱۳۸۰) تأثیر پدیده‌ی انسو بر ناپهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزه جنوب شرق ایران را مورد بررسی قرار داد خسروی (۱۳۸۳: ۱۶۷) همچنین در مقاله‌ای با استفاده از داده‌های ۲۰ الگوی ارتباط از دور و با استفاده از روش‌های آماری نظیر رگرسیون چندمتغیره، ارتباط بین خشکسالی‌های عمده‌ی استان سیستان و بلوچستان را محاسبه کرد. فتاحی و حجازی‌زاده (۱۳۸۶) با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه‌ی S و روش خوشه‌بندی K-Mean تیپ هوای زمستانه‌ی ایران را شناسایی کردند.

مواد و روش‌ها

- داده‌ها

داده‌های مورد مطالعه در تحقیق حاضر شامل داده‌های میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا در فصل زمستان (دسامبر- فوریه) طی دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه‌ی داده‌های بازسازی شده NCEP می‌باشد. انتخاب این دوره‌ی آماری به منظور در دسترس بودن و همسان بودن دوره‌ی آماری داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های منتخب با داده‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا می‌باشد. محدوده‌ی انتخاب شده به گونه‌ای است که تمامی سامانه‌های مؤثر بر روی ایران را پوشش می‌دهد، این محدود شامل ۴۰۸ نقطه از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه‌ی شمالی و ۲۰ تا ۸۰ درجه‌ی شرقی را کاملاً دربر دارد. نقشه‌های ترکیبی الگوهای گردش جوی با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS ترسیم شد. همچنین در این مطالعه به منظور شناسایی ارتباط فراوانی انواع الگوهای گردشی با فازهای گرم، خنثی و سرد ENSO داده‌های ماهانه‌ی این سیگنال از مجموعه داده‌های بازسازی شده NCEP استخراج گردید. داده‌های مجموع بارش روزانه نیز برای ایستگاه‌های منتخب از مرکز خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور تهیه شده است. جدول شماره‌ی (۱) ویژگی داده‌های مورد استفاده و جدول شماره‌ی (۲) ویژگی ایستگاه‌های منتخب را نشان می‌دهد.

جدول ۱: ویژگی متغیرهای استفاده شده در تحقیق حاضر

ردیف	نام متغیر	مقیاس زمانی	دوره‌ی آماری	مرجع
۱	ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال	میانگین روزانه	زمستان ۱۹۶۱-۲۰۰۳	NCEP / NCAR
۲	فشار تراز دریا	میانگین روزانه	زمستان ۱۹۶۱-۲۰۰۳	NCEP / NCAR
۳	ENSO	ماهانه	پاییز و زمستان ۱۹۶۱-۲۰۰۳	NCEP / NCAR
۴	مجموع بارش روزانه برای ایستگاه‌های منتخب	روزانه	زمستان ۱۹۶۱-۲۰۰۳	سازمان هواشناسی کشور

جدول ۲: ویژگی ایستگاه‌های منتخب

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	متغیر	دوره آماری
۱	تبریز	۴۶° - ۱۷'	۳۸° - ۰۵'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۲	تهران	۵۱° - ۱۹'	۳۵° - ۴۱'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۳	شهرکرد	۵۰° - ۵۱'	۳۲° - ۱۷'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۴	مشهد	۵۹° - ۳۸'	۳۶° - ۱۶'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۵	کرمان	۵۶° - ۵۸'	۳۰° - ۱۵'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۶	یزد	۵۴° - ۱۷'	۳۱° - ۵۴'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳
۷	ایران‌شهر	۶۰° - ۴۲'	۲۷° - ۱۲'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۴ - ۲۰۰۳
۸	بیرجند	۵۹° - ۱۲'	۳۲° - ۵۲'	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۱ - ۲۰۰۳

- روش پژوهش

در این تحقیق به منظور شناسایی نقاطی از شبکه که معرف اصلی شکل‌گیری الگوهای هوا هستند، از روش تحلیل عاملی استفاده شد.

مراحل محاسبه‌ی روش تحلیل عاملی به شرح زیر می‌باشد:

- انتخاب متغیرها، داده‌ها و دوره‌ی آماری مشترک ؛

- استاندارد کردن داده‌ها براساس نمره استاندارد؛ بدین منظور سری‌های زمانی ارتفاع و فشار تراز دریا هر تلاقی براساس میانگین بلندمدت و انحراف معیار برای هر کدام از ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه استاندارد گردید.

- تشکیل ماتریس داده $n \times p$ ؛ که در آن n تعداد روزها و P تعداد تلاقی‌هاست؛ تشکیل و تنظیم ماتریس داده‌ها به هدف مطالعه بستگی دارد، تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه S و چرخش واریماکس برای شناسایی الگوهای هوا در دوره‌های زمانی مختلف کاربرد دارد، در این مطالعه نیز به منظور تعیین الگوهای گردشی بر روی ایران، ماتریسی به ابعاد 3880×408 ایجاد شد.

- تعیین و استخراج مؤلفه‌های اصلی (عامل‌های اصلی)؛ به منظور تعیین تعداد عامل‌ها از آزمون غربالی استفاده گردید.

هدف از به‌کارگیری تحلیل عاملی یافتن چند ترکیب خطی است که تا حد امکان ضمن در نظر گرفتن کلیه رفتارهای متغیر، کمترین اطلاعات از دست داده شود. در این حالت فرض می‌شود:

$$y_i = \mu_i + \sum_{j=1}^P \lambda_{ij} P_j + e_i \quad i = 1, K, n \quad (1)$$

متغیرهای منتسب به عامل‌های اصلی به یکدیگر همبستگی زیادی داشته باشند و در حالت کلی برای P عامل و m متغیر بتوان رابطه‌ی کلی در نظر گرفت.

در این رابطه میانگین متغیر μ_i بر روی کلیه مشاهدات، ضریب عامل λ_{ij} در ارتباط با کواریانس بین متغیر μ_i و عامل μ_j است، نشان داده می‌شود همبستگی بین متغیر χ_i و χ_j با Γ_{ij} از رابطه‌ی ۲ به دست می‌آید:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^P \lambda_{ik} \lambda_{jk} \quad i, j = 1, K, n \quad (2)$$

و واریانس عامل مشترک بر اساس رابطه‌ی ۳ محاسبه می‌شود:

$$\text{var}(x_i) = \sum_{j=1}^P \lambda_{ij}^2 + \text{var}(e_i) = h_i^2 + \tau_i^2 \quad i = 1, K, n \quad (3)$$

که در آن h_i^2 میزان اشتراک متغیر e_i بخشی از واریانس x_i است که به عامل مشترک مربوط می‌شود.

در نهایت پس از استخراج مؤلفه‌های اصلی، نمرات عاملی آنها به عنوان داده‌های اصلی برای خوشه‌بندی الگوهای گردش جوی ایران مورد استفاده قرار گرفت. در روش خوشه‌بندی فرض می‌شود x_1, x_2, \dots, x_K اندازه‌های P متغیر بر روی هر یک از n شیء باشد که اعتقاد بر ناهمگن بودن آنهاست. هدف از خوشه‌بندی، گروه‌بندی اشیاء به g رده‌ی همگن است. روش‌های متفاوتی برای خوشه‌بندی وجود دارد که روش خوشه‌بندی K -Mean در این مطالعه استفاده شده است. این روش مقادیر اولیه برای نشان دادن شرایط میانگین هر تیپ هوا انتخاب می‌شود، سپس سایر الگوها به نزدیکترین خوشه براساس فاصله آنها، مقادیر میانگین طبقات تعیین می‌شوند. این فرآیند تکرار شده و میانگین روزهای جدید همراه با به روز کردن عضویت گروه مؤثر محاسبه می‌شود. این روش بعد از تکراری که هیچ آرایش جدیدی را ایفا نکند، پایان می‌یابد.

- طبقه‌بندی فازهای ENSO

در این مطالعه به منظور شناسایی ارتباط فراوانی الگوهای گردش جوی هوا فازهای گرم، سرد و خنثی ENSO داده‌های ماهانه سیگنال فوق طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳ از مجموعه داده‌های بازسازی شده NCEP دریافت شد. با استفاده از طبقه‌بندی جدول (۳) فازهای گرم، سرد و خنثی مشخص گردید و در نهایت فراوانی هر یک از تیپ‌های هوا طی فازهای مختلف محاسبه شد.

جدول ۳: طبقه‌بندی فازهای ENSO

مقادیر	فازهای ENSO
$SOI < -1$	النینو (فاز منفی)
$-1 < SOI < +1$	خنثی
$SOI > +1$	لانینا (فاز مثبت)

پونگراس^۱ و همکاران، ۱۹۹۹.

- رابطه‌ی بین الگوهای گردش جوی و بارش

برای ارزیابی رابطه‌ی بین الگوهای گردش جوی و بارش از شاخص PI^2 استفاده شد. این شاخص احتمال شرطی وقوع بارش و شدت بارش در یک الگوی گردش جوی را تعریف می‌کند.

1- Pongracz

2- Performance Index

شاخص PI یک الگوی ویژه‌ی i را به عنوان اندازه‌ای از سهم نسبی بارش آن الگو در مجموع بارش تعریف می‌کند. به عبارتی سهم نسبی مقدار بارش به وقوع پیوسته توسط الگوی i با توزیع تصادفی بارش در یک روز، طی یک دوره‌ی زمانی مقایسه می‌شود و رابطه‌ی آن به شرح زیر می‌باشد (زائگ^۱، ۱۹۹۵: ۶۶).

$$PI(i) = \frac{R_i / n_i}{R / n}$$

که در آن n_i تعداد روزهای با الگوی i و R_i مجموع بارندگی طی آن روزها و R مجموع بارش دریافتی در دوره‌ی زمانی مورد مطالعه و n تعداد روزهای مورد مطالعه می‌باشد. این شاخص نه تنها احتمال شرطی وقوع بارش را برای الگوی i در نظر می‌گیرد، بلکه شدت بارندگی مربوط به یک الگوی هوا را نیز به حساب می‌آورد. در صورتی که $PI < 1$ و یا حتی خیلی کوچکتر از واحد شود، الگو و یا تیپ هوای i خیلی در بارش آن منطقه شرکت ندارد، بنابراین افزایش در فراوانی وقوع چنین الگویی باعث کاهش بارش و متعاقب آن خشکسالی در یک منطقه می‌شود. اگر شاخص PI طی دوره‌ی آماری بیشتر از واحد شود $PI < 1$ آنگاه احتمال بارش در آن منطقه نیز افزایش می‌یابد و دوره‌ی مرطوب حاکم می‌شود.

نتایج

در این تحقیق بر اساس داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل روزانه‌ی تفکیک شده حاصل از روش تحلیل عاملی و خوشه‌بندی، نقشه‌ی میانگین هر یک از الگوهای گردش هوا ترسیم شد و سپس تیپ‌های هوای به دست آمده براساس محل استقرار مهمترین سامانه‌ی فشار نام‌گذاری شد. در نهایت هشت الگوی گردش متمایز شامل کم‌فشار مدیترانه، کم‌فشار جنب قطبی (اروپای شمالی)، پرفشار شرقی، پرفشار شمالی، پرفشار اروپای شرقی، پرفشار سیبری، پرفشار مرکزی و تلفیق پرفشار سیبری با اروپایی حاصل گردید. در جداول (۵ تا ۱۲) ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش زمستانه ایستگاه‌های منتخب به همراه شاخص PI، درج شده است.

جدول ۴: درصد فراوانی الگوی گردش فصل زمستان طی فازهای مختلف ENSO دوره‌ی آماری (۱۹۶۱-۲۰۰۳)

تیپ هوا	فاز			
	فاز لائینا	خنثی	فاز النینو	
CP ₁	کم فشار مدیترانه‌ای	۳۱	۱۸	۵۱
CP ₂	کم فشار جنب قطبی (اروپای شمالی)	۲۸	۱۴	۵۸
CP ₃	پرفشار شرقی (با جریانات مداری سطوح فوقانی)	۳۲	۱۸	۵۰
CP ₄	پرفشار شمالی	۳۱	۱۳	۵۶
CP ₅	پرفشار اروپای شرقی	۳۰	۱۲	۵۸
CP ₆	پرفشار سیبری	۵۲	۱۸	۳۰
CP ₇	پرفشار مرکزی	۴۱	۲۳	۳۶
CP ₈	تلفیق سامانه‌ی پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی	۲۶	۱۲	۶۲

– الگوی کم فشار مدیترانه‌ای

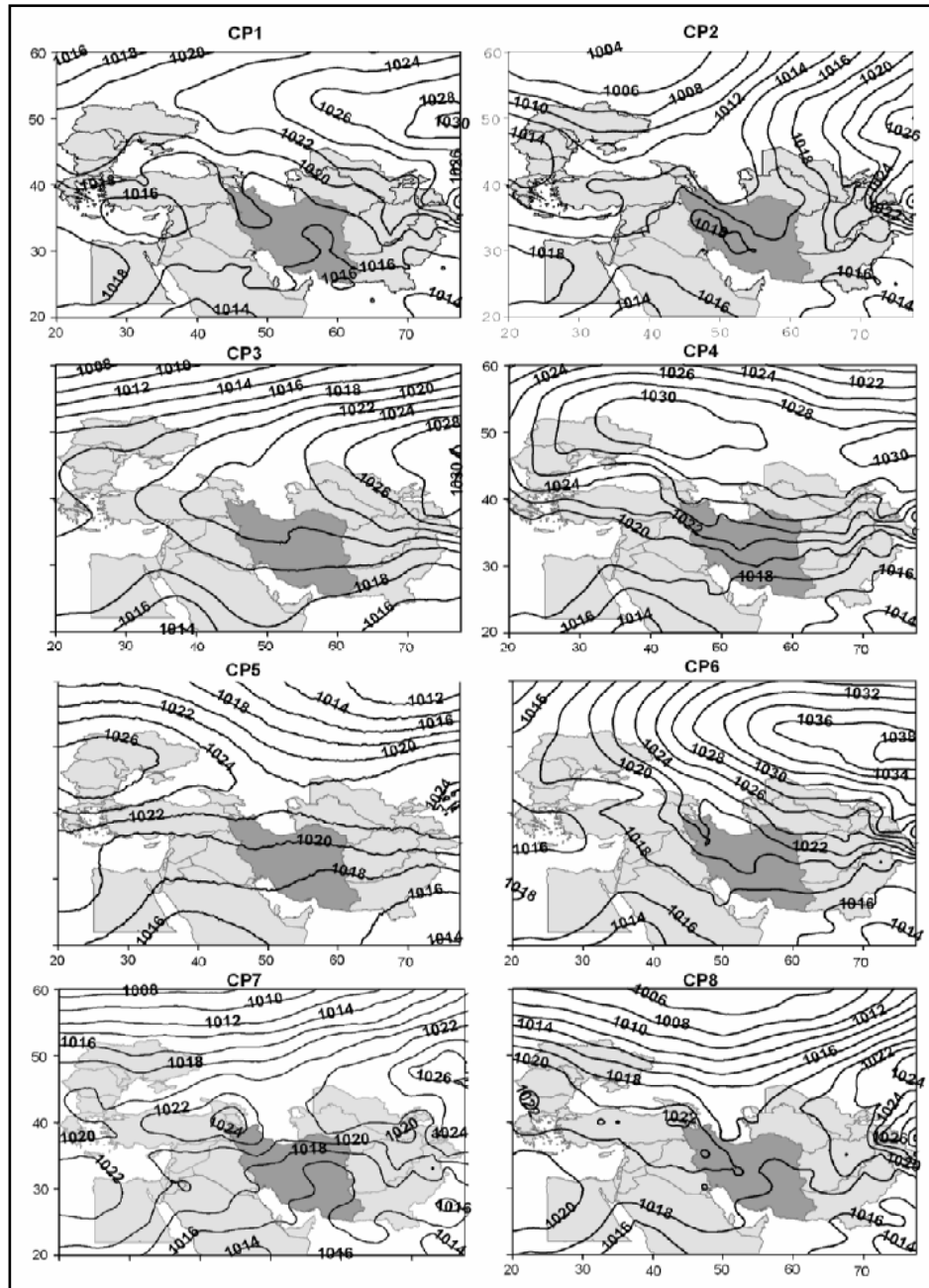
شکل ۱ (CP₁) نقشه‌ی میانگین الگوی گردش کم فشار مدیترانه را برای تراز دریا نشان می‌دهد، فعالیت زبانه‌ی کم فشار مدیترانه در این الگو نسبت به سایر تیپ‌های هوا قویتر بوده و سطح گسترده‌ای در شرق دریای مدیترانه را در بر گرفته است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۲ (CP₁) نیز ناوه‌ی وسیع و فراگیری در اروپا و بخش‌های شمالی دریای مدیترانه مستقر شده است، فعالیت چرخند مدیترانه نقش مهمی در تولید بارش‌های زمستانه‌ی ایران به دنبال دارد. بررسی فراوانی تیپ هوای مدیترانه (CP₁) طی فازهای مختلف ENSO (جدول ۴) نشان می‌دهد کم فشار مدیترانه طی فازهای منفی از فعالیت بیشتری برخوردار است، به طوری که فراوانی الگوی گردش مدیترانه طی فازهای النینو، لائینا و شرایط خنثی به ترتیب برابر با ۵۱، ۳۱، ۱۸ درصد طی فصل زمستان ۱۹۶۱-۲۰۰۳ می‌باشد. با توجه به افزایش فراوانی فعالیت کم فشار مدیترانه طی فازهای منفی می‌توان به این نکته اشاره کرد که پدیده‌ی ENSO از طریق گردش عمومی جو و متأثر نمودن سیستم‌های گردش عمومی جو و الگوهای گردش بر بارش ایران و در نتیجه بر وقوع خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها تأثیر معنی‌داری دارد.

در جداول ۵ تا ۱۲ ویژگی‌های آماری تیپ‌های هوا در ارتباط با بارندگی زمستانه ایستگاه‌های منتخب درج شده است. نتایج جداول فوق نشان می‌دهند که ایستگاه‌های یزد، کرمان و بیرجند به واسطه‌ی موقعیت باد پناه بودن نسبت به سایر ایستگاه‌ها کمتر تحت نفوذ جریانات مدیترانه

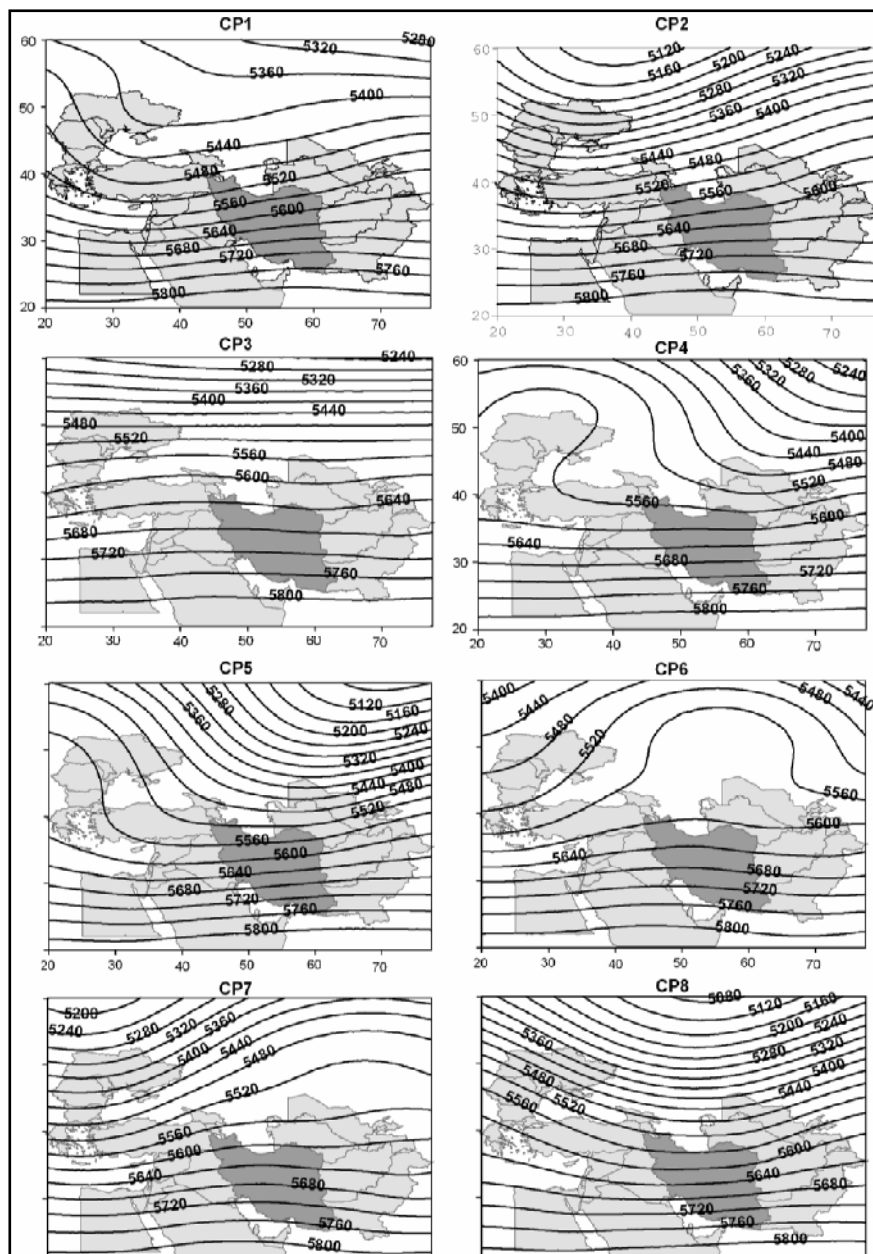
هستند، همچنین نتایج شاخص PI مربوط به تیپ هوای مدیترانه (CP₁) در تمامی ایستگاه‌های منتخب بزرگتر از واحد می‌باشد که بیانگر سهم قابل توجه جریانات مدیترانه در بارندگی فصل زمستان ایران می‌باشد.

– الگوی کم فشار جنب قطبی (اروپای شمالی)

شکل ۲ (CP₂) نقشه‌ی میانگین تیپ هوای کم فشار جنب قطبی (اروپای شمالی) را نشان می‌دهد. در این الگو زبانه‌ی کم فشار مدیترانه بسیار ضعیف شده و فشار درونی آن به ۱۰۱۴ هکتوپاسکال رسیده است. درصد فراوانی تیپ هوای کم فشار اروپای شمالی (CP₂) طی فازهای النینو، لانینا و خنثی به ترتیب برابر با ۵۸، ۲۸ و ۱۴ درصد طی دوره‌ی مورد مطالعه است که بیانگر فعالیت بیشتر این تیپ هوا در فازهای منفی ENSO می‌باشد. شاخص PI مربوط به تیپ هوای کم فشار اروپایی بیانگر این مطلب است که احتمال شرطی وقوع بارش و همچنین شدت بارش در ایستگاه‌های تبریز، شهرکرد و تهران بیشتر از سایر ایستگاه‌های منتخب می‌باشد، به عبارتی در زمان استقرار این تیپ هوا، بخش‌های غربی و شمال غربی ایران از وضعیت ناپایدار و بارانی برخوردار هستند در حالی که این شرایط در ایستگاه‌هایی که در مرکز و شرق و جنوب شرق ایران واقع شده اند کمتر دیده می‌شود. مقایسه‌ی احتمال روز بارانی مربوط به ایستگاه‌های منتخب مورد مطالعه این وضعیت را به خوبی تأیید می‌کند، به طوری که احتمال روز بارانی تیپ هوای کم فشار اروپای شمالی در ایستگاه‌های تهران، شهرکرد و تبریز به ترتیب برابر با ۲۴، ۲۸ و ۲۷/۲ درصد است در حالی که احتمال روز بارانی در سایر ایستگاه‌ها کمتر از ۱۵ درصد است.



شکل ۱: طبقه‌بندی الگوهای گردشی فشار تراز دریا طی فصل زمستان (۲۰۰۳-۱۹۶۱): کم فشار مدیترانه‌ای CP1، کم فشار جنب قطبی CP2، پرفشار شرقی (با جریانات مداری سطوح فوقانی) CP3، پرفشار شمالی CP4، پرفشار اروپای شرقی CP5، پرفشار سیبری CP6، تلفیق پرفشار سیبری با اروپایی CP8



شکل ۲: طبقه‌بندی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی فصل زمستان (۲۰۰۳-۱۹۶۱):
 کم‌فشار مدیترانه‌ای CP1، کم‌فشار جنب قطبی (اروپای شمالی) CP2، پرفشار شرقی (با جریانات مداری
 سطوح فوقانی) CP3، پرفشار شمالی CP4، پرفشار اروپای شرقی CP5، پرفشار سибیری CP6،
 پرفشار مرکزی CP7، تلفیق پرفشار سибیری با اروپایی CP8

جدول ۵: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه یزد (دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳)

الگوی هوا	درصد فراوانی	احتمال روز بارانی. %	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	شاخص PI
CP ₁	۱۲/۳	۹/۵	۱/۰۱	۱/۰۲
CP ₂	۱۰/۱	۵/۱	۱/۶	۰/۷۵
CP ₃	۱۴/۹	۴/۹	۱/۱	۰/۷۵
CP ₄	۱۲	۱۷/۵	۱/۷	۱/۴۸
CP ₅	۹/۳	۸/۸	۰/۸	۰/۶۳
CP ₆	۱۷/۱	۷/۵	۰/۹	۰/۸۶
CP ₇	۱۴/۶	۵/۹	۱/۲	۰/۶۴
CP ₈	۹/۸	۸/۴	۱/۴	۰/۸۸

جدول ۶: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه کرمان (دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳)

الگوی هوا	درصد فراوانی	احتمال روز بارانی. %	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	شاخص PI
CP ₁	۱۲	۱۸/۲	۱/۹	۱/۰۸
CP ₂	۱۰/۷	۱۰/۱	۱/۴	۰/۷۸
CP ₃	۱۵/۲	۱۲/۹	۱/۵	۰/۶۱
CP ₄	۱۱/۵	۲۲	۱/۸	۱/۳
CP ₅	۹/۵	۱۶/۱	۱/۴	۰/۷۳
CP ₆	۱۵/۳	۱۴/۶	۱/۲	۰/۷۸
CP ₇	۱۵/۲	۱۳/۳	۲/۷	۰/۹۵
CP ₈	۹/۱	۱۶/۳	۲/۹	۱/۴

جدول ۷: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه شهرکرد (دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی %	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۶۲	۳/۱	۳۲	۱۳/۲	CP ₁
۱/۲۱	۲/۲	۲۸	۱۰/۹	CP ₂
۰/۴۸	۰/۸۹	۱۶	۱۳/۱	CP ₃
۱/۴	۲/۵	۲۴/۲	۱۲/۲	CP ₄
۰/۹۶	۲/۳	۱۸/۲	۱۱/۴	CP ₅
۰/۶۷	۱/۴	۱۸/۲	۱۲/۱	CP ₆
۰/۸۱	۲	۱۷/۲	۱۵/۵	CP ₇
۱/۳	۱/۱	۲۲/۵	۱۱/۵	CP ₈

جدول ۸: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه تهران (دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی %	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۶۵	۲/۵	۳۳	۱۲/۲	CP ₁
۱/۳۷	۲/۷	۲۴	۹/۶	CP ₂
۰/۶۶	۱/۸۴	۱۷	۱۴/۹	CP ₃
۱/۳۴	۲/۱	۳۲	۱۲	CP ₄
۰/۹۶	۱/۷	۲۴/۲	۹/۲	CP ₅
۰/۸۶	۱/۳	۱۶/۵	۱۷/۱	CP ₆
۰/۴۹	۱/۳	۱۸/۵	۱۴/۷	CP ₇
۰/۸۴	۲/۱	۱۹/۵	۱۰/۳	CP ₈

جدول ۹: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه مشهد (دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی.٪	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۱	۱/۲	۳۳	۱۲/۱	CP ₁
۰/۶	۱/۵	۱۵/۶	۱۰/۳	CP ₂
۰/۸۸	۱/۳	۱۸	۱۵/۲	CP ₃
۱/۵	۱/۷	۳۵/۷	۱۲/۱	CP ₄
۱/۶	۱/۹	۳۶	۹/۴	CP ₅
۰/۸۹	۱/۱	۱۸/۲	۱۶/۴	CP ₆
۰/۳۷	۱/۲	۱۳/۲	۱۴/۵	CP ₇
۰/۹۲	۱/۴	۲۱	۱۰	CP ₈

جدول ۱۰: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه تبریز (دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی.٪	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۵۱	۱/۵	۳۳/۵	۱۲/۲	CP ₁
۱/۱۷	۱/۴	۲۷/۲	۱۰/۱	CP ₂
۰/۷۸	۱/۴	۱۸/۴	۱۵/۱	CP ₃
۱/۵	۲/۳	۳۲	۱۱/۹	CP ₄
۰/۹۷	۱/۲	۲۸/۲	۹/۲	CP ₅
۰/۷	۱/۱	۱۹/۲	۱۶/۹	CP ₆
۰/۶۷	۱/۳	۱۷/۲	۱۴/۷	CP ₇
۰/۷۸	۱/۴	۱۸/۵	۹/۹	CP ₈

جدول ۱۱: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه ایرانشهر (دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۴)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی. %	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۳	۵/۳	۱۷	۹/۵	CP ₁
۰/۹۶	۵/۶	۱۰	۱۱/۸	CP ₂
۰/۵۹	۵/۱	۶/۴	۱۶/۸	CP ₃
۱/۱۲	۵/۲	۱۰/۹	۱۲/۵	CP ₄
۰/۹۱	۴/۲	۱۲/۵	۹/۸	CP ₅
۰/۹۴	۶/۱	۸/۷	۱۳/۶	CP ₆
۰/۸۷	۵/۹	۸/۱	۱۴/۲	CP ₇
۱/۲۱	۵/۲	۱۲/۹	۱۱/۸	CP ₈

جدول ۱۲: ویژگی‌های آماری الگوهای هوا در ارتباط با بارش در ایستگاه بیرجند (دوره‌ی آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱)

شاخص PI	میانگین بارش روزانه در روزهای بارانی (mm)	احتمال روز بارانی. %	درصد فراوانی	الگوی هوا
۱/۰۵	۳/۶	۳۱	۱۰/۸	CP ₁
۱/۱۴	۴/۲	۱۵	۱۱/۶	CP ₂
۱/۴	۴/۷	۱۴/۸	۱۶/۸	CP ₃
۱/۱	۳/۷	۲۳/۸	۱۳	CP ₄
۱/۲۶	۴/۸	۲۶/۷	۱۰/۵	CP ₅
۰/۶۷	۲/۹	۲۳	۱۲	CP ₆
۰/۹۶	۴/۰۷	۲۴/۹	۱۳/۱	CP ₇
۱/۱۵	۴/۲	۲۷	۱۲/۲	CP ₈

- پرفشار شرقی (با جریانات مداری سطوح فوقانی)

نقشه‌ی میانگین تیپ هوای پرفشار شرقی در شکل ۲ (CP₃) آورده شده است. در این الگو مرکز پرفشاری در شمال غرب ایران بسته شده است، به طوری که جریانات هوا از عرض‌های میانی و از زیر مدار ۵۰ درجه‌ی شمالی شکل گرفته و پس از عبور از جنوب اروپا به سوی دریای سیاه و جمهوری آذربایجان منتقل شده و با جریانات شمال غربی- جنوب شرقی به نیمه‌ی غربی کشور و سراسر ایران منتقل می‌شود. بررسی فراوانی تیپ هوای پرفشار شرقی با جریانات مداری سطوح فوقانی (CP₃) طی فازهای مختلف ENSO نشان می‌دهد که الگوی فوق نیز همانند الگوی کم‌فشار مدیترانه و کم‌فشار جنب قطبی طی فازهای منفی ENSO از فعالیت بیشتری برخوردار است، به طوری که فراوانی این تیپ هوا در فازهای النینو، لائینا و وضعیت خنثی به ترتیب برابر با ۵۰، ۳۲، و ۱۸ درصد می‌باشد.

شاخص PI مربوط به این تیپ هوا در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه کمتر از واحد می‌باشد و بیانگر این مطلب است که الگوی فوق در بارش مناطق مختلف کشور نقش چندانی ندارد.

- پرفشار شمالی (اروپای شمالی)

شکل ۲ (CP₄) نقشه‌ی میانگین سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به پرفشار شمالی را نشان می‌دهد، در این الگو ناوهای بر روی اروپای شمالی و دریای سیاه مستقر می‌باشد و جریانات از اروپای شمالی، جنوب دریای سیاه و جمهوری آذربایجان وارد ایران می‌شوند، این جریانات از منابع رطوبتی دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر تغذیه می‌شوند و در نتیجه هوای نسبتاً معتدل و مرطوب از عرض‌های میانی به سوی ایران جریان می‌یابد، به طوری که بارش‌های این تیپ هوا سهم عمده‌ای در بارش‌های زمستانه‌ی بخش‌های مختلف ایران دارد. بررسی فراوانی تیپ هوای اروپای شرقی نشان می‌دهد که فعالیت این تیپ هوا طی فازهای النینو، لائینا و خنثی به ترتیب برابر با ۵۶، ۳۱ و ۱۳ درصد می‌باشد. نتایج جداول ۵ تا ۱۰ مربوط به ویژگی‌های آماری تیپ‌های هوا نشان می‌دهد که الگوی هوای پرفشار اروپای شمالی و جریانات حاصل از آن نقش قابل توجهی در بارش‌های مناطق مختلف ایران دارد، همچنین شاخص PI مربوط به تیپ هوای پرفشار اروپای شمالی در تمام ایستگاه‌های منتخب بزرگتر از واحد می‌باشد که بیانگر سهم قابل توجه این الگو در تولید بارش می‌باشد.

- پرفشار اروپای شرقی

الگوی پرفشار اروپای شرقی در شکل ۱ (CP₅) آورده شده است. با توجه به الگوی فوق در فشار تراز دریا زمین، مرکز پرفشاری بر روی اروپای شرقی مستقر می‌باشد. ناحیه‌ی مرکزی این پرفشار برابر با ۱۰۲۸ هکتو پاسکال است و بین ۲۰ تا ۳۰ درجه‌ی شرقی گسترده شده است. بررسی نتایج درصد فراوانی تیپ هوای پرفشار اروپای شرقی جدول (۴) نشان می‌دهد که پر فشار فوق طی فازهای النینو از فعالیت بیشتری برخوردار است، به طوری که درصد فراوانی تیپ هوای پر فشار اروپای شرقی در فازهای منفی، مثبت و خنثی به ترتیب برابر با ۵۸،۳۰ و ۱۲ درصد طی فصل زمستان ۲۰۰۳-۱۹۶۱ می‌باشد. بررسی شاخص PI مربوط به تیپ هوای پرفشار اروپای شرقی بیانگر این مطلب است که این پرفشار سهم عمده‌ای در بارش ایستگاه مشهد و بخش‌های شمال شرقی ایران داشته است در سایر ایستگاه‌ها شاخص PI کمتر از واحد بوده و وقوع چنین الگویی شرایط خشک را برای سایر ایستگاه‌ها به دنبال دارد.

- پرفشار سیبری

با توجه به شکل ۱ (CP₆) در فشار تراز دریا مرکز پرفشاری بر روی سیبری مستقر می‌باشد. ناحیه‌ی مرکزی این پرفشار در شمال شرقی دریاچه‌ی بالخاش برابر با ۱۰۴۰ هکتو پاسکال بسته شده است. وجود این پرفشار بر روی دریاچه‌ی بالخاش و اورال باعث شده که جریان‌ات شمال شرقی- جنوب غربی این سامانه‌ی پرفشار تا نواحی جنوبی ایران کشیده شود. با استقرار تیپ هوای پرفشار سیبری وضعیت پایداری در سطح کشور برقرار می‌شود. درصد فراوانی تیپ هوای پرفشار سیبری طی فازهای النینو، لانینا و خنثی به ترتیب برابر با ۵۲، ۳۰ و ۱۸ درصد است که بیانگر فعالیت بیشتر این تیپ هوا در فازهای مثبت می‌باشد. شاخص PI مربوط به تیپ هوای پرفشار سیبری در تمامی ایستگاه‌های منتخب کوچکتر از واحد می‌باشد در نتیجه الگوی فوق در بارش ایستگاه‌های منتخب نقش قابل توجهی ندارد. بنابراین افزایش در فراوانی وقوع چنین الگویی باعث کاهش دما و بارش و در نهایت شرایط خشک و سرد می‌شود.

- پرفشار مرکزی

الگوی شکل ۱ (CP₇) بیانگر استقرار پرفشاری در بخش‌های شرقی و شمال شرقی و مرکزی ایران است، به طوری که زبانه‌های این پر فشار، باعث تشکیل مرکز پرفشاری با ۱۰۲۰ هکتو پاسکال در غرب ایران شده است. فراوانی این تیپ هوا طی فازهای سرد انسو بیشتر از فازهای گرم و خنثی می‌باشد. بررسی جداول ۵ تا ۱۰ مربوط به ویژگی‌های آماری تیپ هوای

مرکزی نشان می‌دهد، که احتمال شرطی وقوع بارش در ایستگاه‌های منتخب، کم‌بوده به طوری که سهم نسبی بارش این الگو نسبت به مجموع بارش ناچیز می‌باشد. شاخص PI مربوط به این تیپ‌ها در تمامی ایستگاه‌ها کمتر از واحد است، که بیانگر شرایط پایدار و خشک و سرد می‌باشد.

– تلفیق سامانه‌ی پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی

با توجه به الگوی شکل ۱ (CP₈) مرکز پرفشاری بر روی اروپا استقرار دارد. در این الگو بخش‌های شمال غربی و غرب ایران تحت تأثیر هوای سرد ضلع شرقی پرفشار مستقر بر روی اروپا واقع شده و هوای سرد به سوی شمال غرب ایران فرا رفت می‌یابد. گسترش زبانه‌های هم فشار ۱۰۱۶ و ۱۰۱۸ هکتو پاسکال بر روی دریای عمان، هوای مرطوب را به سوی جنوب ایران منتقل می‌سازد به طوری که شاخص PI مربوط به ایستگاه کرمان، ایرانشهر و بیرجند بزرگتر از واحد می‌باشد و بیانگر سهم قابل توجه این الگو در تولید بارش این ایستگاه‌ها می‌باشد، در سایر ایستگاه‌ها PI کمتر از واحد است. درصد فراوانی تیپ هوای CP₈ (تلفیق سامانه‌ی پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی) در فازهای النینو، لانینا و خنثی به ترتیب برابر با ۶۲، ۲۶ و ۱۲ درصد است، به طوری که فعالیت تیپ هوای فوق در فاز النینو به مراتب بیشتر از سایر فازها می‌باشد.

نتیجه‌گیری

نتایج تحقیق حاضر نشان داد که ارتباط معنی‌داری بین الگوهای گردش جوی و پدیده‌ی ENSO در سطح ایران وجود دارد، به طوری که استقرار الگوهای هوای کم‌فشار مدیترانه، کم‌فشار جنب قطبی، پرفشار شرقی (با جریان‌های مداری سطوح فوقانی)، پرفشار اروپای شرقی، پرفشار شمالی و تلفیق سامانه پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی طی فاز النینو از فراوانی بیشتری برخوردار است، در حالی که تیپ‌های هوای پرفشار سیبری و پرفشار مرکزی در دوره‌های لانینا بیشتر می‌باشد، به عبارت دیگر پدیده‌ی ENSO از طریق گردش عمومی جو و متأثر نمودن سیستم‌های گردش عمومی جو و تیپ‌های هوا بر رخداد بارش ایران و در نتیجه بر وقوع دوره‌های خشک و تر تأثیر معنی‌داری دارد.

– در سال‌های وقوع La Nina درصد فعالیت الگوی پرفشار سیبری و پرفشار مرکزی افزایش یافته و فشار مرکزی در کانون این پرفشارها بیشتر از میانگین درازمدت آن می‌شود. در این

وضعیت جریان توده‌های هوای پرفشار سیبری و پرفشار مرکزی شرایط پایدار، خشک و سردی را در فصل زمستان ایران به دنبال دارند.

- الگوی پرفشار اروپای شمالی در فاز El Nino از فراوانی بیشتری برخوردار است و از آنجایی که جریان الگوی پرفشار اروپای شمالی عمدتاً بخش‌های شمال شرق ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد، بنابراین در سال‌هایی که پدیده‌ی انسو در فاز حدی منفی (El Nino) می‌باشد. در این شرایط مناطق شمال شرق ایران از وضعیت ناپایداری برخوردار بوده و زمستان‌های مرطوب و ملایمی را به همراه دارند.

- گستره‌ی تأثیر تیپ هوای کم‌فشار جنب قطبی عمدتاً محدود به بخش‌های غربی و شمال غربی ایران است، بنابراین در فازهای استقرار El Nino بخش‌های غربی و شمال غربی ایران از وضعیت ناپایدار و مرطوبی برخوردارند، در حالی که این شرایط در مرکز، شرق و جنوب کشور کمتر دیده می‌شود.

- شاخص PI معیار مناسبی برای بررسی احتمال شرطی وقوع بارش، شدت بارش، توزیع زمانی و مکانی بارش برای هر یک از تیپ‌های هوا در فازهای مختلف ENSO می‌باشد، در صورتی که شاخص PI محاسبه شده برای یک تیپ هوا خیلی کوچکتر از واحد گردد، تیپ هوا در بارش آن ایستگاه و یا آن منطقه نقش چندانی ندارد، بنابراین افزایش در فراوانی وقوع چنین الگویی در یک دوره باعث کاهش بارندگی و رخداد خشکسالی در آن منطقه می‌شود. در صورتی که شاخص PI برای یک تیپ هوا بیشتر از واحد باشد، احتمال بارش نیز افزایش می‌یابد.

- در نهایت پدیده‌ی ENSO تأثیر معنی‌داری بر بارش ایران دارد و تغییرات بارش نسبت به میانگین درازمدت به‌طور مستقیم با پدیده‌ی ENSO در ارتباط می‌باشد، و وقوع فاز El Nino باعث افزایش فراوانی الگوهای بارش‌زا می‌شود. به‌طوری که فاز گرم ENSO با شرایط پربارشی و فاز سرد ENSO خشکسالی را به همراه دارد.

منابع و مآخذ

- ۱- احترامیان، ک و همکاران (۱۳۸۳). ارزیابی اثرات پدیده‌ی ENSO بر رژیم بارش در استان خراسان، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای. شماره ۳.
- ۲- خسروی، م (۱۳۸۰). تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۲.
- ۳- خسروی، م (۱۳۸۰). نشانه‌های پدیده انسو در اقلیم پاییزه جنوب شرقی ایران، مجله علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان. شماره ۱۶.
- ۴- خسروی، م (۱۳۸۳). بررسی روابط بین الگوهای چرخش جوی کلان مقیاس نیمکره‌ی شمالی با خشکسالی‌های سالانه سیستان و بلوچستان، مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۳.
- ۵- خوش‌اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷). تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی، پایان‌نامه دکتری. دانشگاه تبریز.
- ۶- صداقت کردار، ع (۱۳۸۴). ارزیابی مناسب‌ترین روش‌های پیش‌آگاهی خشکسالی در ایران، گزارش پروژه. پژوهشکده هواشناسی.
- ۷- عراقی‌نژاد، ش و م، کارآموز (۱۳۸۴). پیش‌بینی بلندمدت رواناب با استفاده از شبکه‌های عصبی و سیستم استنتاج فازی، مجله تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۲.
- ۸- فتاحی، ا و حجازی‌زاده، ز (۱۳۸۶). تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش‌های زمستانه ایران، مجله جغرافیا. شماره ۲.
- ۹- کارآموز، م و همکاران (۱۳۸۵). پیش‌بینی درازمدت بارش با استفاده از سیگنال‌های هواشناسی، گزارش پروژه. سازمان هواشناسی کشور.
- ۱۰- کوره‌پزان، الف (۱۳۸۲). تأثیر سیگنال‌های هواشناسی در پیش‌بینی تغییرات بارش، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه امیرکبیر.
- ۱۱- مسعودیان، الف (۱۳۸۴). شناسایی الگوهای گردش پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون، مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۵.
- ۱۲- مسعودیان، الف (۱۳۸۶). یک کاتولوگ ۳۰ ساله از الگوهای گردش تروپوسفر میانی بر روی ایران و اطراف آن، مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۷.
- ۱۳- ناظم‌السادات، محمدجعفر (۱۳۷۸). بررسی تأثیر پدیده‌ی النینو- نوسان جنوبی بر بارندگی پاییزه‌ی ایران، دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم. سازمان هواشناسی کشور.
- 14- Allan, R. J. et al (1996) "Mean sea level pressure indices of the El Nino/ Southern oscillation" Relevance to stream discharge in southeastern Australia. Division of water Resources, Report No. 96.
- 15- Bardossy, A. and Caspary, (1990) "Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989" Theor. Appl. Climatol, 42, 155-167.

- 16- Esteban, P et al (2006) "Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using Multivariate techniques" *International Journal of climatology*. Vol.26.
- 17- Fovel, R. G and M. C. Fovel (1993) "climate zones of the conterminous united states using cluster analysis" *Journal of Climate*; Vol-6.
- 18- Huth, R (1996) "An Intecomparison of computer Assisted circulation classification Methods", *Inter. Journal of Climatology*, Vol, 16.
- 19- Huth, R (1996) "An intercomparison of computer assisted circulation classification methods" *International Journal of climatology*, Vol. 16.
- 20- Kalkstein. S et al (1998) "Determination of character and frequency change in air masses using spatial synoptic classification" *Inter. Journal of climatology*, Vol. 18.
- 21- Karamouz, M. and B, Zahraie (2004) "Seasonal stremflow forecasting using snow budget and ENSO climate signal's Application to salt Basin in Arizona" *Asce Journal of Hydrology*.
- 22- Key, J. and Crane R. G (1986). "A Comparison of synoptic classification schemes Based on objective procedures" *Inter. Journal of climatology*; Vol. 6, pp. 375-388.
- 23- Kulkarani, A. and Kripalani, R. H (1997) "Rainfall variability over Southern – East Asia, connection with India monsoon and ENSO extremes: new perspective. *International Journal of climatology*, Vol. 20.
- 24- Kutiel, H. et al (1996) "circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century" *International Journal of climatology*, vol.1b.
- 25- Lamb, H. H (1972) "British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophys. Memory*, Vol. 116.
- 26- Lamb, P. J, Pepler, R. A. (1987) "North Atlantic oscillation – concept and an application" *Bull. Amer. Meteor. Soc.* Vol. 68.
- 27- Mariotti, A. et al (2002) "Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship. *South African Journal of Science*, Vol. 82.
- 28- Moriotti, A, Zang, N. And Lau, K. M. (2002) "Euro-Mediterraneh rainfall and ENSO relationship" *South African Journal of science*, 82.
- 29- Pongracz, R, Bogardi, I, Duckstein, I. (1999) "Application of fuzzy rule-based modeling technique to regional drought" *Journal of hydrology*, 224.
- 30- Priestly, C. H. B, and Troup, A. J (1966) "Drought and Wet periods and their association with sea surface temperature" *Australian Journal of Science*. Vol. 29.
- 31- Richman M.B., (1981) "Obliquely rotated principal components: an improve Meteorological map typing technique" *journal of Applied meteorology*, Vol 20.
- 32- Romero R, et al (1999) "A Classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area" *International Journal of climatology* 19.
- 33- Troup,A.J (1965)"The southern oscillation"*Journal of Meteorology society*.Vol.91.
- 34- Wilson, L. L. et al (1991) "simulation of precipitation in the pacific northwest using a weather classification scheme". In E. F, *Land surface atmosphere Interactions for climate modeling observations models and Analysis* kluwer, Dordrecht.
- 35- Yarnal, B (1993) "Synoptic Climatology in environment analysis", London: A Primer, Belhaven Press. London, UK.
- 36- Zahraie,B. Karamouz, M, Eghdami, Sh (2004) "Seasonal precipitation forecasting using large scale climate signals: Application to Karoun river basin in Iran" *International conference on hydro informatics*, Babovic.
- 37- Zhang, X (1995) "Regional climatic variability and climate change scenarios" Ph. D. Dissertation university of Lisbon.