

## طبقه‌بندی اقلیمی - سینوپتیکی الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران

پیمان محمودی\*، استادیار اقلیم‌شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

محمود خسروی، دانشیار اقلیم‌شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

سید ابوالفضل مسعودیان، استاد اقلیم‌شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

بهلول علیجانی، استاد اقلیم‌شناسی و مدیر قطب علمی تحلیل فضایی مخاطرات محیطی دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

وصول: ۱۳۹۲/۵/۱۱ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۲۲، صص ۲۴۶-۲۱۹

### چکیده

یخبندان یکی از پدیده‌های مهم مورد مطالعه در اقلیم‌شناسی است که از تغییر دما در طول زمان ناشی می‌شود. در این مطالعه هدف بر این است که از طریق طبقه‌بندی الگوهای همدید مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران، مکانیزم‌های دینامیکی موجد این پدیده شناسایی شوند. لذا بر اساس یک اصل مکانی روزهایی که ۶۵ درصد و بیشتر از مساحت ایران دمای صفر و زیر صفر درجه سانتیگراد داشته‌اند به عنوان روزهای همراه با یخبندان فراگیر ایران انتخاب شدند. تعداد این روزها در کل دوره مورد مطالعه به ۸۳۵ روز رسید. لذا جهت شناسایی و بررسی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (فشار سطح دریا)، داده‌های میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (فشار سطح دریا) برای محدوده مورد مطالعه استخراج و تحلیل مؤلفه‌های مینا بر روی ماتریس آنها اجرا شد. نتیجه این تحلیل نشان داد که با ۱۵ مؤلفه می‌توان ۸۹/۶ درصد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل و ۸۴/۹ درصد تغییرات فشار سطح دریا را در زمان وقوع یخبندان‌های فراگیر ایران تبیین کرد. سپس برای شناسایی الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران، خروجی‌های تحلیل مؤلفه‌های مینا به عنوان ورودی‌های تحلیل خوشه‌ای مورد استفاده قرار گرفت و در نهایت پنج الگو برای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سه الگو برای فشار سطح دریا شناسایی شد. نتایج نشان داد رای اینکه یک یخبندان فراگیر در ایران رخ دهد باید در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک پشته عمیق در حوالی دریای سیاه تشکیل و در سطح زمین نیز گسترش زبانه شرقی پرفشار اروپایی و یا گسترش زبانه غربی پرفشار سبیری را داشته باشیم.

واژه‌های کلیدی: ایران، یخبندان فراگیر، تحلیل مؤلفه‌های مینا، تحلیل خوشه‌ای، فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل.

## مقدمه

بسیاری موارد دیگر به کار برده شده‌اند. علاوه بر روش‌های ذکر شده در بالا اخیراً روش‌های دیگری مبتنی بر هوش مصنوعی از جمله شبکه‌های عصبی مصنوعی (کاوازوس و همکاران، ۲۰۰۰؛ هویتسون و کران، ۲۰۰۱؛ نیشی یاما، ۲۰۰۵) و منطق فازی (باردوسی و همکاران، ۱۹۹۵) برای شناسایی الگوهای همدید استفاده شده‌اند.

اما الگوهای گردشی که با رویدادهای فرین دمایی ارتباط دارند به وسیله روش‌های آماری چند متغیره قابل شناسایی و مطالعه هستند. لذا اقلیم‌شناسان برای شناسایی این الگوها به طور فراوان از این روش‌های آماری پیشرفته استفاده کرده‌اند (اسکوبار و بیشوف، ۱۹۹۹؛ لولیس و همکاران، ۲۰۰۲؛ پرایتو و همکاران، ۲۰۰۲؛ تاتلی و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۶؛ کیسلی، ۲۰۰۷؛ کونی، ۲۰۰۸؛ وان دی بیسلر، ۲۰۰۹؛ اوسترنول و همکاران، ۲۰۱۰)

اما مطالعاتی که اختصاصاً الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌ها را طبقه بندی کرده باشند بسیار اندک هستند. مولر و همکاران (۲۰۰۳) الگوهای جوی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر و نیمه فراگیر (صفر درجه سانتیگراد از ۲۵ تا ۷۵ درصد ایستگاه‌های هواشناسی) ناحیه وت پامپاس آرژانتین را با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مبنا طبقه بندی کردند. نتایج کار این پژوهشگران نشان داد که مهمترین الگوها توسط اولین (الگوی A)، دومین (الگوی B) و سومین (الگوی C) مؤلفه مبنا معرفی می‌شوند. الگوی A یک سیستم پرفشار را در شمال مدار ۴۰ درجه جنوبی نشان می‌دهد که ناشی از سرمایه تابشی بوده و در زمان حاکمیت آن یک گرادیان ضعیف که موجب وزش

طبقه‌بندی گردش آتمسفری یک موضوع اساسی است که طی چند دهه اخیر مورد توجه اقلیم‌شناسان همدید قرار گرفته است. یارنال<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۱) یکی از جنبه‌های اصلی اقلیم‌شناسی همدید را برقراری ارتباط تجربی ما بین گردش آتمسفری و هوای محلی می‌دانند. در این روش تلاش بر این است تا با استفاده از محاسبات آماری نقشه‌های هوا، ویژگی‌های گردشی مرتبط با پدیده‌های محیطی یا انسانی (بارش‌های سنگین، خشکسالی، زمین لغزش، فرسایش خاک، آلودگی، مرگ و میر و...) شناسایی شوند (استبان<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). اغلب روش‌های به کار برده شده برای طبقه بندی الگوهای گردشی بر روی استفاده از روش‌های آماری چند متغیره همچون تحلیل عاملی، تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه ای استوار شده است. این روش‌ها در اقلیم‌شناسی جهت طبقه بندی توده‌های هوا (هوث<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۶؛ بچاران و کامیلونی<sup>۴</sup>، ۲۰۰۳؛ استبان و همکاران، ۲۰۰۶)، تیپ‌های هوا (لیتمن، ۲۰۰۰؛ شریدان، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ مسعودیان و همکاران، ۲۰۰۹) ناحیه بندی‌های اقلیمی (پوانسواران، ۱۹۹۰؛ وایت<sup>۵</sup> و همکاران، ۱۹۹۱؛ کومری و گلن<sup>۶</sup>، ۱۹۹۸)، بازسازی گردش‌های آتمسفری (لوترباخر و همکاران، ۲۰۰۲)، آنومالی‌های گردشی (مسعودیان و دارند، ۲۰۱۱)، بازسازی سری‌های زمانی اقلیمی (من و همکاران، ۱۹۹۸) و

1 Yarnal  
2 Esteban  
3 Huth  
4 Bejaran and Camilloni  
5 White  
6 Comerie and Glenn

سیکلون‌های سردی که مسبب ایجاد یخبندان‌های تابشی و/یا فرارفتی در منطقه می‌شوند مرتبط هستند.

لوگینوف و همکاران (۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری زمانی و مکانی فراوانی تعداد روزهای یخبندان ماه می کشور بلاروس را مورد بررسی قرار دادند. آنها ابتدا با استفاده از تحلیل عاملی، ۲۶ ایستگاه مورد مطالعه را که دارای ۳۸ سال (۲۰۰۴-۱۹۶۶) داده بودند در دو عامل که ۷۸/۵ درصد واریانس متغیرها را تبیین می‌کرد خلاصه و کشور را به دو بخش غربی و شرقی تقسیم نمودند. نتایج بررسی این پژوهشگران نشان می‌دهد که قبل از ۱۹۸۵ یک روند افزایشی در تعداد و شدت روزهای یخبندان مشاهده می‌شود در حالیکه بعد از ۱۹۸۵ این روند برعکس شده و تعداد روزهای یخبندان به طور قابل ملاحظه‌ای در غرب بلاروس و به نسبت کمتری در شرق آن کاهش نشان داده است. آنها همچنین به یک چرخه شبه ۱۲ ساله در کاهش و افزایش تعداد روزهای یخبندان در این ماه دست یافتند که این تغییرات را به چرخه‌های ۱۱ ساله فعالیت‌های خورشیدی نسبت داده‌اند.

در ایران نیز مطالعاتی که الگوهای هم‌دید مرتبط با یخبندان‌ها را مورد توجه قرار داده‌اند را می‌توان به دو دسته اصلی تقسیم نمود. دسته اول مطالعاتی هستند که با استفاده از روش‌های دستی صورت پذیرفته است (براتی، ۱۳۷۵؛ بهیار، ۱۳۸۲؛ عزیزی، ۱۳۸۳) که در آنها الگوهای هم‌دید وابسته به یخبندان‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است و دسته دوم پژوهش‌هایی هستند که با استفاده از داده‌های رقومی و روش‌های آماری پیشرفته صورت گرفته است.

بادهای ضعیف و شرایط آرام بر روی ناحیه وت پامپاس می‌شود را به وجود می‌آورد. الگوی B نیز شامل یک سیستم پرفشار پشت جبهه ائی است که از سوی قطب به سمت قاره در مدار ۴۰ درجه جنوبی در حال حرکت است. این الگو بادهای جنوب تا جنوب غربی را که سبب یک فرارفت مشخص از هوای بسیار سرد و خشک قطبی بر روی ناحیه مورد مطالعه می‌شوند را نشان می‌دهد. الگوی C نشان دهنده دو سیستم متفاوت فشاری است. یکی سیستم کم فشار در شرق قاره و دیگری یک سیستم پرفشار در غرب قاره است که از اقیانوس آرام وارد شده و ناحیه وت پامپاس را از جانب غرب، با یک جریان قوی از هوای سرد و خشک جنوبی تحت تاثیر قرار می‌دهد. همچنین مولر و همکاران (۲۰۰۳ b) در مقاله ای دیگر به منظور یافتن الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌های ناحیه وت پامپاس در آرژانتین، ابتدا یخبندان‌ها را در طول زمستان‌های ۸۳-۱۹۷۲ به یخبندان‌های نیمه فراگیر (ثبت شده در ۲۵ تا ۷۵ درصد ایستگاه‌های هواشناسی) و فراگیر (ثبت شده در بیش از ۷۵ درصد) تقسیم بندی نمودند. سپس روزهای یخبندان را به سه گروه سال‌های بدون پدیده، ال نینو و لانینا گروه‌بندی کردند. در ادامه هر گروه را با استفاده از تحلیل مؤلفه مبنا با استفاده از رویکرد مد-T تحلیل کردند و شش حالت سینوپتیکی برای ۹۴ درصد از واریانس مرتبط با یخبندان‌ها در ناحیه مورد مطالعه به دست آوردند. در نهایت برای هر الگو، یک تیپ سینوپتیکی مرتبط با یخبندان‌ها در ناحیه وت پامپاس ارائه دادند. تمامی این تیپ‌ها با آنتی

ورود سامانه‌های همدید متفاوت به این سرزمین، وقوع سرما و یخبندان هر ساله بیشتر نقاط کشور و در بعضی سال‌ها حتی قسمت‌های جنوبی کشور را هم در بر می‌گیرد و خسارات زیادی را به بار می‌آورد. بنابراین ضرورت مطالعه دقیق روی این پدیده و پیش‌بینی آن به منظور یاری دادن مدیران و پژوهشگران بخش‌های مختلف مطالعاتی و اجرایی در جهت تحقق اهداف برنامه ریزی بیش از پیش احساس می‌شود.

بنابراین هدفی که این مقاله در پی دست یافتن به آن است ارایه یک طبقه بندی اقلیمی<sup>۵</sup> سینوپتیکی از گردش‌های جوی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران در دو سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال است. لذا در جهت رسیدن به این هدف، مقاله مذکور بدین شرح سازماندهی شده است که در بخش دوم داده‌های مورد استفاده و آستانه‌های مکانی تفکیک روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر از غیر فراگیر تعریف می‌شود. همچنین شرح مختصری از تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای و دلایل انتخاب آنها ذکر می‌شود. نتایج تحلیل مؤلفه‌های مبنا نیز در بخش ۴ آورده شده است، سرانجام بخش ۵ حاوی بحث و نتیجه‌گیری است.

### داده‌ها و روش پژوهش

#### محدوده مورد مطالعه و داده‌های پژوهش

منطقه مورد مطالعه کشور ایران با وسعت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع است که بین ۴۰-۲۵ درجه عرض شمالی و ۶۳-۴۴ درجه طول شرقی در جنوب غرب قاره آسیا واقع شده است (شکل ۳). برای شناسایی الگوهای گردش‌های مرتبط با یخبندان‌های

علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷) با هدف شناسایی الگوهای سینوپتیکی موجد سرماهای شدید در شمال غرب ایران، اقدام به استخراج روزهای با سرمای شدید در این قسمت از ایران نمودند. معیار آنها برای استخراج چنین روزهایی این بود که اولاً همه ایستگاه‌های مورد مطالعه در منطقه سرمای شدید گزارش کرده باشند و ثانیاً دمای هر کدام از ایستگاه‌ها به اندازه ۱/۲- نمره استاندارد پایین‌تر از میانگین دماهای حداقل آن ایستگاه در طول دوره آماری مورد مطالعه باشد. در نتیجه براساس این آستانه ۵۹ روز سرد برای ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس برای یک دوره ۱۸ ساله (۲۰۰۳-۱۹۸۶) استخراج شد و با استفاده از روش‌های تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای چهار الگو با نام‌های الگوی پرفشار غربی، کم فشار اورال، الگوی مداری و پرفشار آرات بدست آمد.

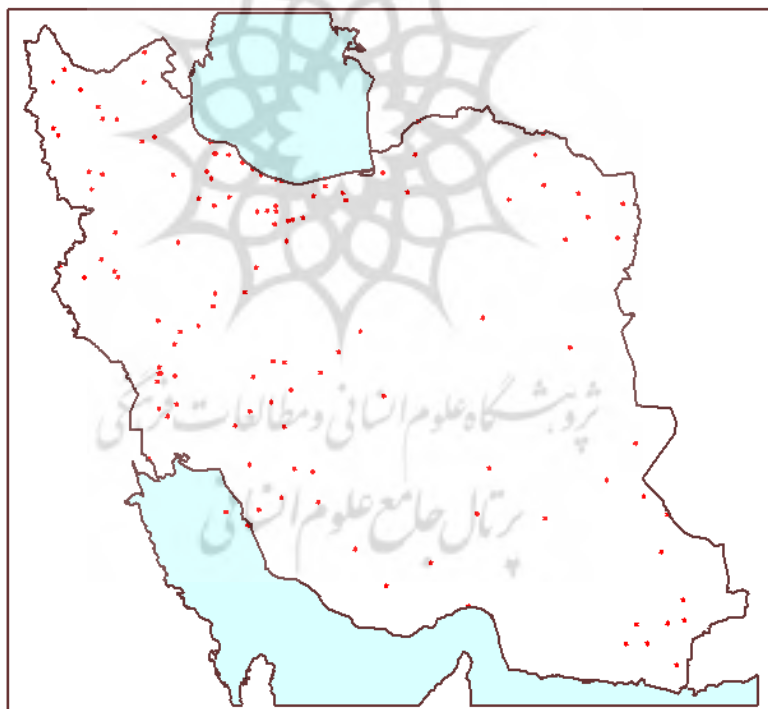
فتاحی و صالحی پاک (۱۳۸۸) نیز با انجام تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های روزانه فشار سطح زمین و تراز ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال، الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران را شناسایی نمودند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تیپ‌های هوای پرفشار اروپای شمالی، پرفشار سبیری و پرفشار اروپای شرقی بیشترین تاثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراگیر ایران داشته‌اند، به طوریکه این تیپ‌های هوا جریان‌ات سرد قطبی را از عرض‌های جغرافیایی بالا به سوی عرض‌های پایین منتقل کرده و به دنبال آن یخبندان‌های شدید و فراگیر را به وجود می‌آورند.

لذا با توجه به وضعیت جغرافیایی ایران و ارتفاع نسبتاً بالای بیشتر مناطق آن از سطح دریا و همچنین

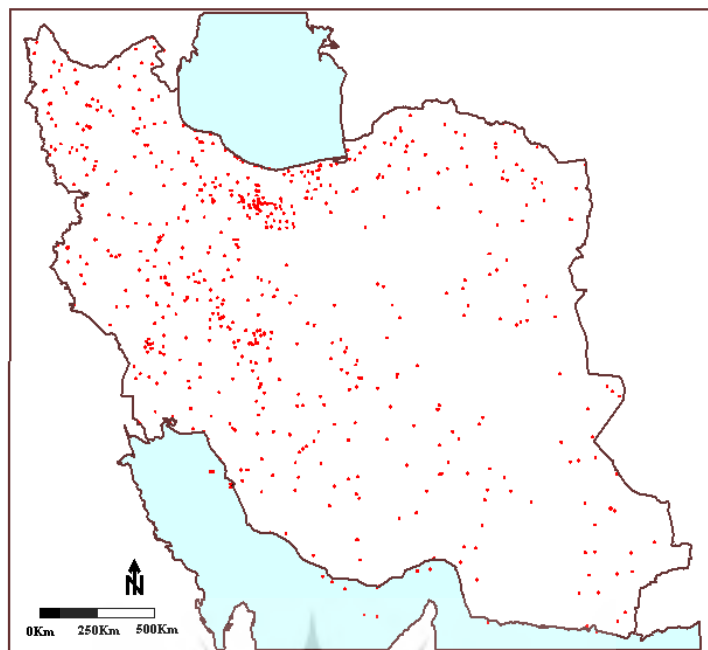
داده‌ها در تارنمای ([www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)) در دسترس هستند.

پس از آماده کردن پایگاه داده‌های دمای حداقل کشور، نقشه‌های همدمای حداقل روزانه کشور از ۱۹۶۲/۱/۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ به مدت ۹۱۱۶ روز به روش کریگینگ میان‌یابی شدند. لازم به اشاره است که تعداد ایستگاه‌ها در هرکدام از سال‌های مورد مطالعه متفاوت بوده است به طوریکه تعداد ایستگاه‌های سینوپتیک و اقلیم شناسی در سال ۱۹۶۲، ۱۲۲ ایستگاه (شکل ۱) و در سال ۲۰۰۴، ۶۶۳ ایستگاه (شکل ۲) بوده است.

فراگیر این کشور به دو نوع پایگاه داده نیاز است: یکی پایگاه داده‌های مربوط به محیط سطحی و دیگری پایگاه داده‌های جوی. داده‌های محیط سطحی این پژوهش شامل تمامی اندازه‌گیری‌های دمای حداقل روزانه ۶۶۳ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم شناسی ایران با دوره آماری ۴۳ ساله (۱۹۶۲-۲۰۰۴) برای ماه‌های اکتبر تا آوریل است که از سازمان هواشناسی ایران اخذ شد. داده‌های جوی این پژوهش نیز از پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش بینی محیطی-مرکز ملی پژوهش‌های جوی NCEP/NCAR برداشت شد. این



شکل (۱) موقعیت و پراکنش ایستگاه‌های هم‌دید و اقلیمی مورد مطالعه در سال ۱۹۶۲ (تعداد ایستگاه‌ها ۱۲۲ ایستگاه)

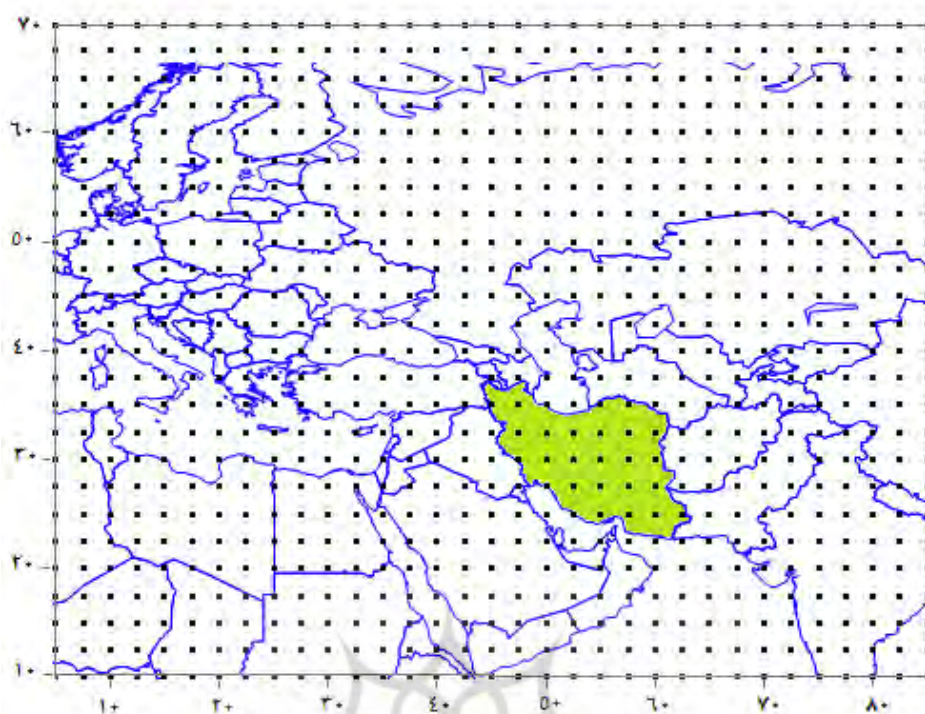


شکل (۲) موقعیت و پراکنش ایستگاه‌های همدید و اقلیمی مورد مطالعه در سال ۲۰۰۴ (تعداد ایستگاه‌ها ۶۲۳ ایستگاه)

هکتوپاسکال و فشار تراز دریا برای ۸۳۵ روز منتخب. چهارچوبی هم که برای متغیرهای مورد نظر انتخاب شدند، مناطقی بین طول جغرافیایی ۵ تا ۸۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی را در برمی گیرد. مجموع یاخته‌های داخل این چهارچوب مشتمل بر ۸۲۵ یاخته است. دلیل انتخاب این چهارچوب این بود که نقش سامانه‌های مؤثر بر رخداد یخبندان‌های فراگیر ایران شناخته شوند (شکل ۳).

در ادامه یخبندان‌های فراگیر (یعنی آن روزهایی که درجه حرارت مساوی یا کمتر از صفر درجه سانتیگراد است) بر اساس یک آستانه مکانی یعنی یخبندان‌های که حدود ۶۵ درصد و بیشتر مساحت ایران را فراگرفته باشند انتخاب شدند. بر اساس این آستانه تعداد روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر در طول دوره مورد مطالعه به ۸۳۵ روز رسید.

همچنین متغیرهای جوی مورد نیاز که از تارنمای ([www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)) برداشت شدند عبارت بودند از: میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰



شکل (۳) موقعیت جغرافیایی ایران در چارچوب انتخابی برای بررسی متغیرهای جوی

### روش پژوهش

رویکرد اصلی در این مطالعه برای طبقه‌بندی الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر در ایران رویکرد محیطی به گردشی است (یارنال، ۱۹۹۳). لذا ابتدا روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر به شرحی که در بالا رفت انتخاب گردیدند. در ادامه برای طبقه بندی الگوهای گردش جوی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر، روش تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه ای مورد استفاده قرار گرفتند. استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مبنا بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا باعث می‌شود الگوهایی که از تکرار پذیری بسیار پایینی برخوردار هستند حذف و الگوهایی که دارای تکرارپذیری بیشتری هستند دسته بندی شوند (ریچمن، ۱۹۸۱؛ کوهن، ۱۹۸۳).

در مرحله اول برای استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مبنا بایستی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل (فشار تراز دریا) در ماتریسی با حالت S تنظیم شوند (جهت اطلاع از حالت‌های مختلف تنظیم داده‌ها به منبع یارنال (۱۹۹۳) مراجعه شود). در این ماتریس‌ها تاریخ وقوع یخبندان‌های فراگیر در ردیف‌ها و یاخته‌ها نیز در ستون‌های ماتریس‌ها قرار می‌گیرند. بنابراین در مرحله اول ماتریسی‌هایی به ابعاد  $825 \times 835$  (یاخته  $\times$  روز) خواهیم داشت.

تصمیم برای انتخاب ماتریس همبستگی یا ماتریس کواریانس مرحله دوم کار را تشکیل می‌دهد. انتخاب هر کدام از این دو مورد بستگی به این شرط دارد که چگونه می‌خواهیم واریانس را در هر نقطه شبکه وزن دهی کنیم. در صورت استفاده از ماتریس همبستگی همه نقاط وزن یکسانی دریافت می‌کنند و با توجه به

این دلیل در این پژوهش از ماتریس همبستگی استفاده نمودیم (استبان و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶). بعد از محاسبه ماتریس همبستگی و جهت ادامه فرایند کار، بایستی معنادار بودن ماتریس همبستگی و کفایت نمونه برداری آن مورد آزمون قرار گیرد. برای معنادار بودن ماتریس همبستگی از آزمون کرویت بارتلت:

$$X^2 = -\left(n-1 - \frac{2P+5}{6} \ln|R|\right) \quad (1)$$

که در آن  $n$  معرف تعداد روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر،  $P$  تعداد یاخته‌ها،  $|R|$  قدر مطلق دترمینان ماتریس همبستگی است استفاده شد. این مشخصه دارای توزیع مجذور کای با  $0.5P(p-1)$  درجه آزادی است. کفایت نمونه برداری نیز با استفاده از آزمون کیسر-میر-اولکین مورد بررسی قرار گرفت. این آزمون بر اساس فرمول زیر محاسبه می‌شود:

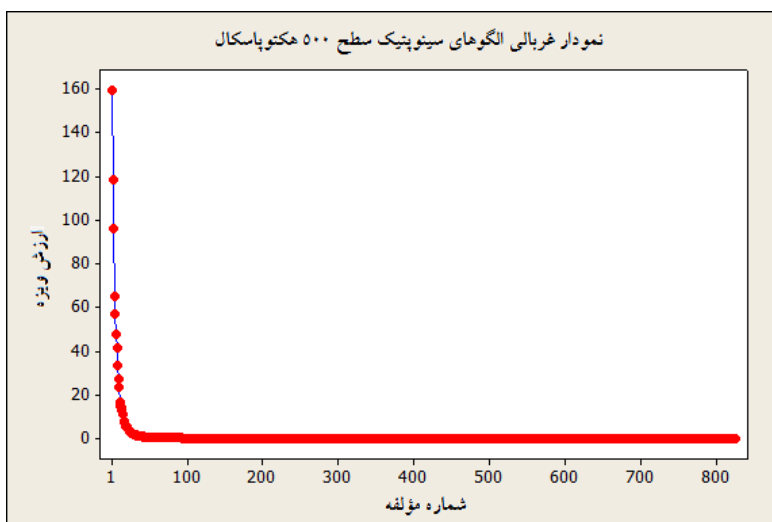
$$KMO = \frac{\sum \sum r_{ij}^2}{\sum \sum r_{ij}^2 + \sum \sum a_{ij}^2} \quad (2)$$

که  $r_{ij}$  ضریب همبستگی ساده بین متغیرهای  $i$  و  $j$  و  $a_{ij}$  ضریب همبستگی جزئی بین همه زوج متغیرها است.

بعد از اطمینان از معنادار بودن ماتریس همبستگی و کفایت نمونه برداری، تحلیل مؤلفه‌های مبنا بر روی ماتریس همبستگی ارتفاع ژئوپتانسیل (فشار تراز دریا) اعمال و ماتریس بارگویه‌ها محاسبه می‌شوند. بارگویه‌ها در واقع ارتباط بین مؤلفه‌ها و متغیرهای اولیه را نشان می‌دهند. در ماتریس بارگویه‌ها ستون‌ها معرف مؤلفه‌ها و ردیف‌ها معرف روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر هستند. انتخاب تعداد مؤلفه‌ها جهت تحلیل‌های بعدی با استفاده از آزمون غربالی انجام می‌گیرد. در آزمون غربالی مقادیر ارزش ویژه

مؤلفه‌ها در برابر تعداد مؤلفه‌ها روی نمودار برده می‌شوند و از روی خط شیب این نمودار می‌توان در مورد تعداد مؤلفه‌هایی که بایستی نگه داشته شوند تصمیم گرفت (ویلکس، ۱۹۹۵). در این پژوهش با استفاده از آزمون غربالی برای ارتفاع ژئوپتانسیل (شکل ۴) و برای فشار سطح دریا (شکل ۵) مؤلفه‌های اول جهت تحلیل‌های بعدی انتخاب شدند. مؤلفه‌های نگه داشته شده ممکن است نتوانند خوشه بندی متغیرها را به نحو کاملاً مستقل از همدیگر انجام دهند، یا اینکه ممکن است بارگویه متغیرها با عامل‌های متعددی بالا باشد، در حالیکه پردازش باید به گونه ای باشد که متغیر با یک عامل، بالاترین بارگویه معنادار را داشته باشد. برای حصول چنین نتیجه ای معمولاً عامل‌ها چرخش داده می‌شوند. چرخشی که در این مرحله جهت چرخش مؤلفه‌های انتخابی استفاده شد چرخش واریماکس است. چرا که این چرخش هیچگونه وابستگی به شکل قلمرو و یا منطقه مورد مطالعه ندارد و موجب می‌گردد که مؤلفه‌های به دست آمده غیر همبسته، و از نظر فیزیکی تفسیرپذیرتر (ون استورش و زویرس، ۱۹۹۹) و از نظر مکانی پایدار، همگن و دارای ساختار ساده تری باشند (ریچمن، ۱۹۸۱). جدول ۱ و ۲ به ترتیب درصد واریانس توجیه شده به وسیله مؤلفه‌ها را برای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا، قبل و بعد از چرخش نشان می‌دهد. روی هم رفته ۱۵ مؤلفه اول برای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۸۹/۶ درصد کل واریانس (جدول ۱) و برای فشار سطح دریا ۸۴/۹ درصد کل واریانس را توجیه می‌کند (جدول ۲).



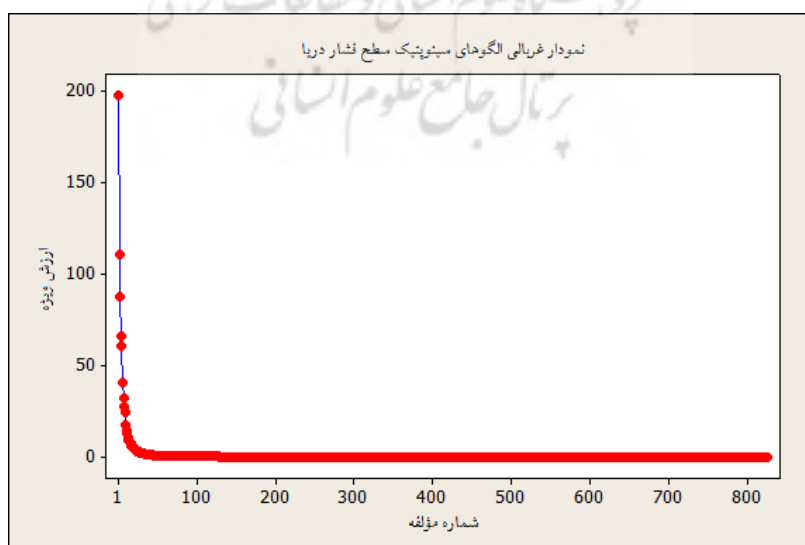


شکل (۴) نمودار غربالی تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

جدول (۱) درصد واریانس توجیه شده قبل و بعد از چرخش برای میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰

هکتوپاسکال

شماره مؤلفه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	کل واریانس توجیه شده
قبل از چرخش	۱۹/۳	۱۴/۴	۱۱/۶	۷/۹	۶/۹	۵/۸	۵	۴/۱	۳/۳	۲/۸	۲	۱/۸	۱/۷	۱/۶	۱/۴	۸۹/۶
بعد از چرخش	۱۲/۹	۱۰/۱	۹	۷/۲	۷	۶/۳	۵/۸	۵/۶	۵	۴/۷	۴/۲	۴/۱	۳/۶	۲/۱	۲	۸۹/۶



شکل (۵) نمودار غربالی تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی داده‌های فشار سطح دریا

جدول (۲) درصد واریانس توجیه شده قبل و بعد از چرخش برای میانگین روزانه فشار سطح دریا

شماره مؤلفه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	کل واریانس توجیه شده
قبل از چرخش	۲۳/۹	۱۳/۳	۱۰/۶	۸	۷/۳	۴/۹	۳/۸	۳/۳	۳	۲/۱	۱/۸	۱/۵	۱/۳	۱/۱	۱	۸۴/۹
بعد از چرخش	۹/۳	۹/۲	۸/۸	۸/۷	۸/۱	۷/۱	۶/۹	۶/۸	۶/۱	۵/۹	۳/۸	۲	۱/۶	۱/۵	۱/۳	۸۴/۹

متغیرها،  $X_{ij}$  مقدار متغیر  $j$  برای نفر  $i$  باشد مجذور فاصله اقلیدسی بین  $K$  و  $I$  عبارت است از:

$$D_{KI}^2 = \sum_{j=1}^m (X_{kj} - X_{ij})^2 \quad (۳)$$

پس از اندازه گیری درجه همانندی ایستگاه‌ها باید شیوه ائی برای ادغام ایستگاه‌هایی که بالاترین درجه همانندی را نشان داده‌اند به کار برد. روش وارد روشی است که در این مرحله از آن استفاده گردید. در این روش، گروه‌های  $r$  و  $s$  در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش واریانس ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها کمینه باشد؛ به بیان ریاضی:

$$d(r, s) = \frac{n_r n_s d_{rs}^2}{(n_r + n_s)} \quad (۴)$$

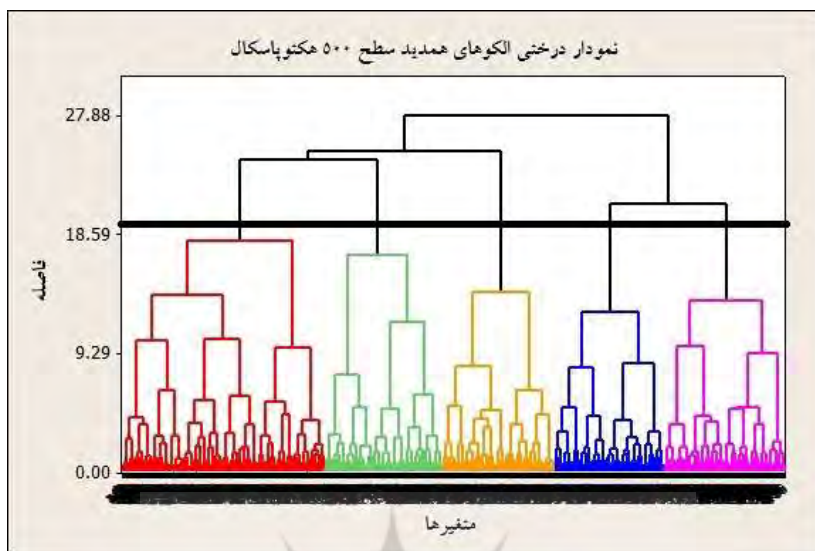
که در اینجا  $d_{rs}^2$  فاصله بین گروه  $r$  و گروه  $s$  است.

نتایج استفاده از روش تحلیل خوشه ای بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال،

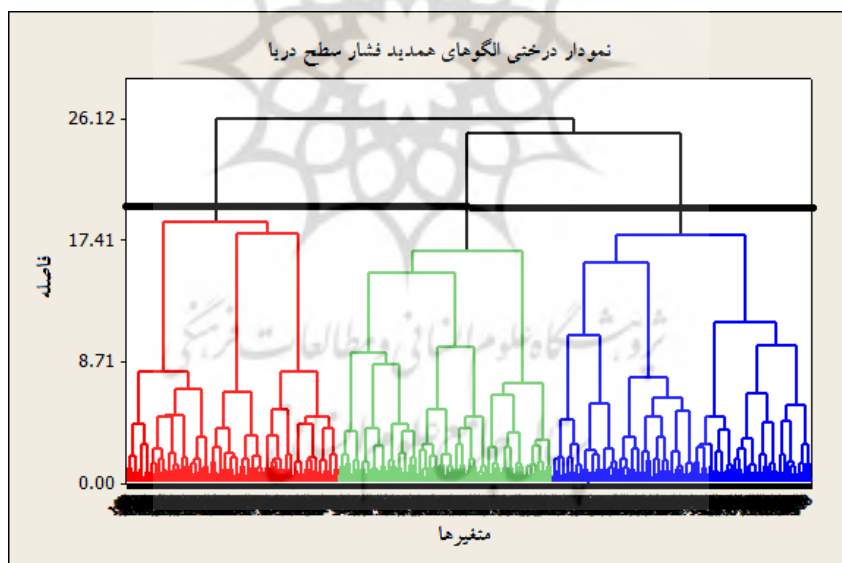
در ادامه نتایج حاصل از ماتریس بارگویی‌های چرخش یافته به عنوان ورودی تحلیل خوشه ائی مورد استفاده قرار می‌گیرند. تحلیل خوشه ائی یکی از روش‌های آماری است که در زمینه پیدا کردن گروه‌های واقعی مورد استفاده قرار می‌گیرد. هدف اصلی این روش، ایجاد گروه‌ها و طبقاتی است که تنوع و تفرق درون گروهی آنها کمتر از تفرق و پراکنش بین گروهی باشد (علیجان، ۱۳۸۱). برای انجام این کار، دو گام اساس باید پیموده شود: گام اول محاسبه درجه همانندی روزها همراه با یخبندان‌های فراگیر با یکدیگر و گام دوم چگونگی ادغام روزها برحسب درجه همانندی آنها با یکدیگر است.

روش‌های گوناگونی برای اندازه گیری درجه همانندی پیشنهاد شده است که هر یک متناسب با ماهیت موضوع مورد بررسی کارائی پیدا می‌کنند. در مطالعات اقلیمی غالباً برای محاسبه درجه همانندی از فاصله اقلیدسی استفاده می‌شود، اما در این مطالعه از مجذور فاصله اقلیدسی استفاده گردیده است. زیرا در این شاخص به مشاهده‌هایی که فاصله زیادتری از همدیگر دارند وزن بیشتری داده می‌شود. اگر  $m$  تعداد

پنج خوشه (شکل ۶) و برای داده‌های فشار سطح دریا سه خوشه (شکل ۷) را مشخص کرد.



شکل (۶) نمودار درختی الگوهای هم‌دید سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۷) نمودار درختی الگوهای هم‌دید فشار سطح دریا

خوشه فشار سطح دریا نیز نشان داد که در سطح احتمالاتی  $\alpha = 0.05$  تفاوت بین خوشه‌ها معنادار است. لذا تفکیک آنها به ۵ و ۳ خوشه از لحاظ آماری قابل قبول است.

در ادامه برای آزمون معنادار بودن گروه‌بندی‌های حاصل از تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای از تحلیل واریانس استفاده شد. نتایج تحلیل واریانس بر روی میانگین پنج خوشه ارتفاع ژئوپتانسیل و سه

(جدول ۳ و ۴). افزون بر این برای هر گروه میانگین همبستگی همه اعضای گروه با یکدیگر نیز محاسبه شد که معیاری از درجه همگنی اعضای گروه با یکدیگر است. مقادیر همبستگی درون گروهی نشان داد که الگوهای گردش به دست آمده از انسجام و همگنی درونی خوبی برخوردار هستند (جدول ۳ و ۴).

در نهایت برای هر گروه گردش یک روز نماینده انتخاب شد که معرف آرایش توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در زمان حاکمیت آن الگو است. در اینجا روز نماینده را روزی دانسته ایم که به طور متوسط با دیگر اعضای هم گروه خد بالاترین همبستگی را داشته باشد. مقادیر همبستگی روز نماینده نشان می‌دهد که روزهای انتخاب شده تا اندازه زیادی معرف افراد هم گروه خود هستند

جدول (۳) نمایندگان پنج الگوی گردش سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

الگوی گردش	فراوانی (روز)	درصد فراوانی	روز نماینده	همبستگی روز نماینده	همبستگی درون گروهی
۱	۲۵۶	۳۰/۶	۱۹۶۷/۱/۲۶	۰/۹۱۹۶	۰/۸۶۹۹
۲	۱۴۸	۱۷/۷	۱۹۷۴/۲/۶	۰/۹۱۷۸	۰/۸۶۸۰
۳	۱۳۹	۱۶/۶	۱۹۹۴/۱۲/۲۷	۰/۹۱۷۵	۰/۸۶۷۳
۴	۱۴۰	۱۶/۷	۱۹۸۹/۲/۱۴	۰/۹۰۲۲	۰/۸۳۹۹
۵	۱۵۱	۱۸/۲	۱۹۸۲/۱/۲۳	۰/۹۱۵۰	۰/۸۷۳۴

جدول (۴) نمایندگان سه الگوی گردش فشار سطح دریا

الگوی گردش	فراوانی (روز)	درصد فراوانی	روز نماینده	همبستگی روز نماینده	همبستگی درون گروهی
۱	۲۵۹	۳۱	۱۹۷۱/۱/۲۵	۰/۷۳۰۶	۰/۵۸۱۴
۲	۲۶۰	۳۱/۱	۱۹۶۲/۱۱/۲۷	۰/۵۱۲۲	۰/۳۳۹۳
۳	۳۱۶	۳۷/۹	۱۹۸۹/۲/۱۸	۰/۵۳۱۲	۰/۳۴۸۸

تمام مراحل انجام شده برای طبقه‌بندی اقلیمی - سینوپتیکی یخبندان‌های فراگیر ایران باشد.

در شکل ۸، مراحل پژوهش این پژوهش به صورت شماتیک نشان داده است که می‌تواند گویای



شکل (۸) نمودار شماتیک روش پژوهش

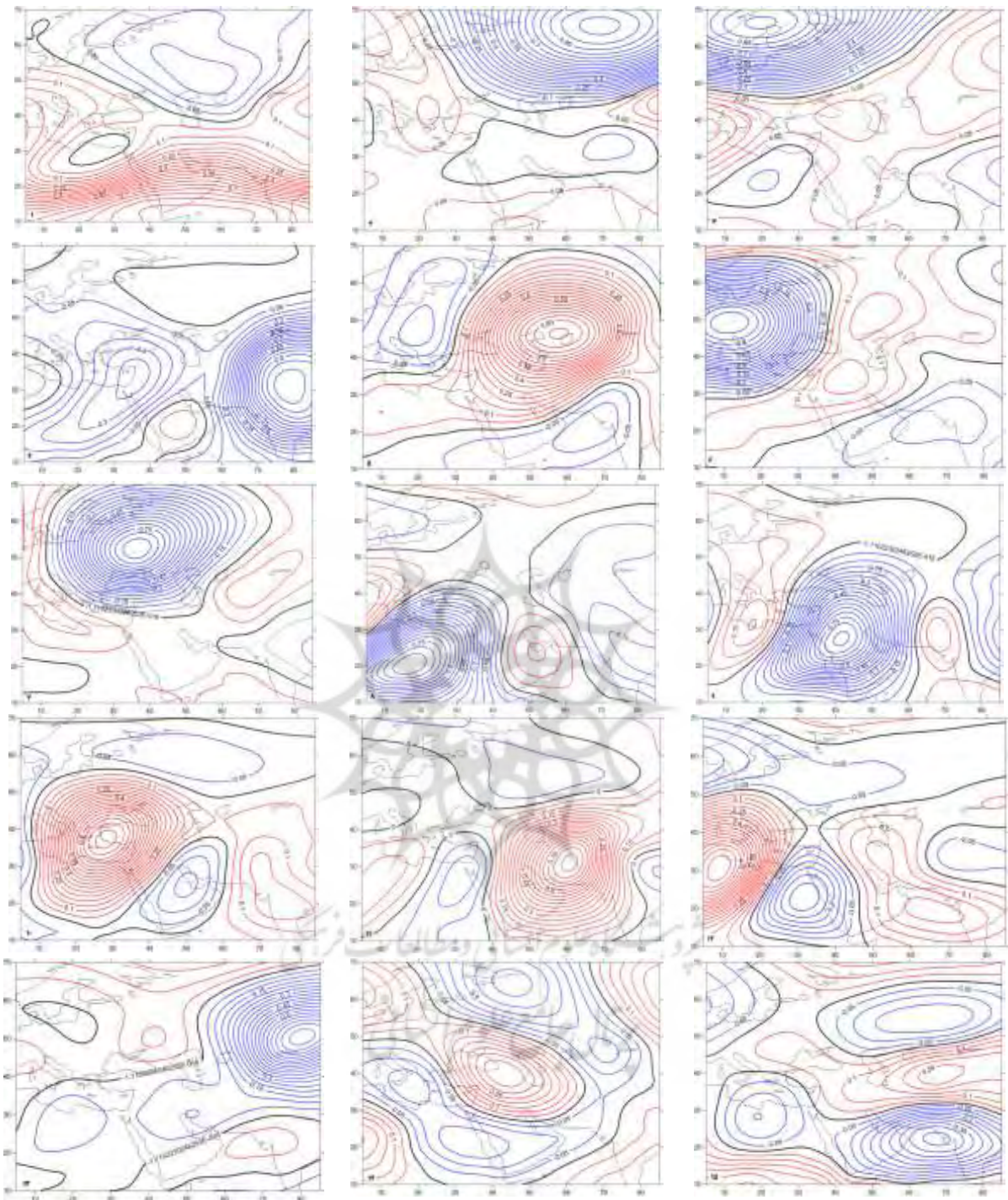
### یافته‌های پژوهش

برای طبقه‌بندی الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (فشار سطح دریا)، ابتدا داده‌های میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (فشار سطح دریا) برای ۸۳۵ روز در ماتریسی با حالت S که روزها در ردیف ماتریس و نقاط شبکه بندی شده در ستون آن قرار داده شده بودند تنظیم شدند. دترمینان این دو ماتریس همبستگی معادل صفر شد و نشان دهنده این است که محاسبه عکس واریانس و در نتیجه عمل استخراج مؤلفه‌ها امکان پذیر است. آزمون کرویت بارتلت نیز نشان می‌دهد که این دو ماتریس در سطح احتمالاتی  $\alpha = 0.01$  برابر با صفر نیستند. به عبارت دیگر، این آزمون، فرض همبسته یا ناهمبسته بودن متغیرها را مورد سنجش قرار می‌دهد. چون برای آنکه یک مدل مؤلفه‌ای، مفید و دارای معنا باشد لازم است

متغیرها همبسته باشند و در غیر این صورت برای تبیین مدل مؤلفه‌ای دلیلی وجود ندارد. همچنین شاخص کفایت نمونه برداری کیسر-میر-اولکین برابر با ۰/۵ است که طبق گفته کیسر در دامنه ناچیز قرار می‌گیرد. از این رو عمل عامل‌یابی یا تبیین مؤلفه‌ها قابل توجیه است.

### الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

با اجرای تحلیل مؤلفه‌های مبنا بر روی داده‌های میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شد که با ۱۵ مؤلفه می‌توان ۸۹/۶ درصد تغییرات داده‌ها را در این سطح تبیین کرد (جدول ۱). لذا در جهت داشتن درک مناسبی از نوع آرایش الگوهای مکانی این ۱۵ مؤلفه، نقشه‌های آنها تهیه و در شکل ۹ آورده شده است.



شکل (۹) آرایش الگوهای مکانی ۱۵ مؤلفه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. مقادیر منفی با خطوط هم مقدار آبی و مقادیر مثبت با خطوط هم مقدار قرمز نشان داده شده‌اند.

درصد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در زمان رخداد یخبندان‌های فراگیر

مؤلفه اول که در واقع مهم‌ترین مؤلفه در بین ۱۵ مؤلفه استخراج شده به شمار می‌رود حدود ۱۲/۹



می‌رسد، هسته مرکزی آن بر روی فلات تبت واقع شده است و کم ارتفاع دوم که ضعیف تر است هسته مرکزی آن در شرق دریای مدیترانه و سوریه واقع شده است.

مؤلفه‌های ۵ تا ۱۵ نیز به همین شکل و سیاق آرایش الگوهای مکانی کم ارتفاع‌ها و پرارتفاع‌هایی که مسبب ایجاد یخبندان‌های فراگیر ایران هستند را نشان می‌دهد. لذا جهت رعایت اختصار از تحلیل و تفسیر مؤلفه‌های دیگر احتناش شد، ولی نقشه‌های آرایش الگوی مکانی آنها در شکل ۹ آورده شده است.

در ادامه جهت شناسایی مهمترین الگوهای گردشی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال یک تحلیل خوشه ای با روش ادغام وارد بر روی ماتریس نمرات مؤلفه‌ها با ابعاد ۱۵\*۸۳۵ انجام گردید. این بررسی نشان داد که بر اساس مقادیر ۱۵ مؤلفه مبنای در ۸۳۵ روز می‌توان پنج الگوی گردشی مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران شناسایی نمود که در ادامه با انتخاب روز نماینده هر الگوی گردشی به تشریح ابعاد زمانی و مکانی آنها پرداخته می‌شود:

الگوی گردشی شماره یک: روز نماینده الگوی شماره یک، ۱۹۶۷/۱/۲۶ است (جدول ۳). نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این الگو نشان می‌دهد که یک پشته نسبتاً کم عمق که محور آن از شمال شرق دریای آزوف شروع و تا شمال شرق دریای سرخ امتداد یافته است، باعث شده است که جریانات غربی بر روی ایران تقریباً حالت مداری به خود بگیرند. وجود این پشته نیز به دلیل ناوه ایی بوده است که محور مرکزی آن دقیقاً بر روی دریای اژه قرار گرفته است. این جریانات مداری که قاعدتاً همراه

ایران تبیین می‌کند (شکل ۹ (۱)). الگوی مکانی این مؤلفه نماینده یک هسته کم ارتفاع گسترده در شمال دریای خزر و یک هسته پرارتفاع بر روی اروپا است که در این مؤلفه ایران تحت تاثیر جریانات نیمه شرقی این پرارتفاع اروپایی است.

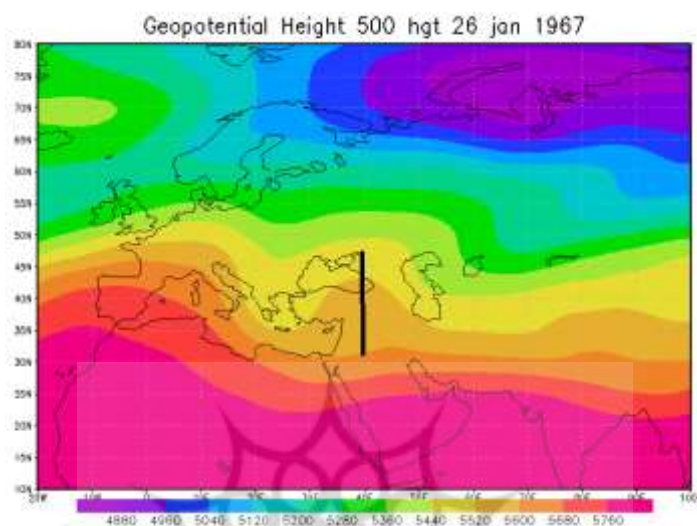
مؤلفه دوم که بعد از مؤلفه اول مهمترین مؤلفه در تبیین بیشترین درصد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به شمار می‌رود حدود ۱۰/۱ درصد تغییرات این سطح را تبیین می‌کند (جدول ۱). آرایش الگوی مکانی این مؤلفه که در شکل ۹ (۲)) قابل مشاهده است نشان از وجود یک کم ارتفاع گسترده و عمیق در شمال شرقی دریای خزر دارد که هسته مرکزی آن بین دریاچه بالخاش و دریاچه بایکال در حد فاصل دو کشور قزاقستان و مغولستان قرار گرفته است.

مؤلفه سوم تنها ۹ درصد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل را در این سطح تبیین می‌کند (جدول ۳). الگوی مکانی این مؤلفه حاکی از وجود یک کم ارتفاع قوی بر روی شمال اسکاندیناوی و وجود یک پرارتفاع بر روی جنوب اروپا دارد که هسته این پرارتفاع ظاهراً بر روی غرب دریای مدیترانه واقع شده است (شکل ۹ (۳)).

آرایش الگوی مکانی مؤلفه چهارم که در شکل ۹ (۴) به نقشه درآمده است بسیار متفاوت تر از سه الگوی قبلی است. این مؤلفه که ۷/۲ درصد تغییرات را تبیین می‌کند (جدول ۳) وجود دو کم ارتفاع را بر روی محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد که بر روی ایران با یکدیگر ادغام شده‌اند. کم ارتفاع اولی که در واقع قوی تر و عمیق تر از کم ارتفاع دومی به نظر

تابشی سطح زمین هستند. بیشترین فراوانی این الگو نیز در ماه ژانویه و کمترین آن در ماه نوامبر مشاهده می‌شود (شکل ۱۱).

با آسمانی صاف و وزش باد ملایم هستند شرایط را برای حداکثر تابش موج بلند شبانه نیز فراهم می‌کنند (شکل ۱۰). لذا یخبندان‌های فراگیری که توسط این الگو رخ می‌دهند تابعی از شرایط همدید و سرمایش



شکل (۱۰) الگوی شماره یک تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۱۹۶۷/۱/۲۶)



شکل (۱۱) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردشی شماره یک تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

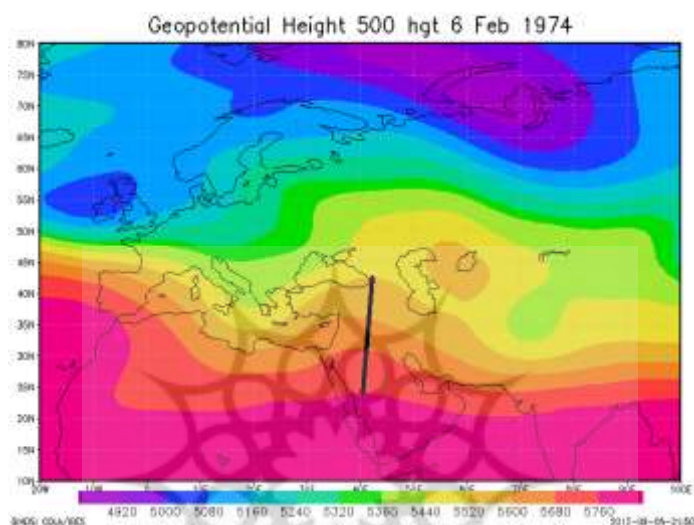
به وقوع می‌پیوندند (جدول ۳). این الگو نشانگر وجود یک پشته نسبتاً عمیق در غرب ایران است که محور این پشته از غرب دریای سیاه تا میانه‌های

الگوی گردشی شماره ۲- روز نماینده این الگو ۱۹۷۴/۲/۶ است و ۱۷/۷ درصد از فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران همراه با این الگو

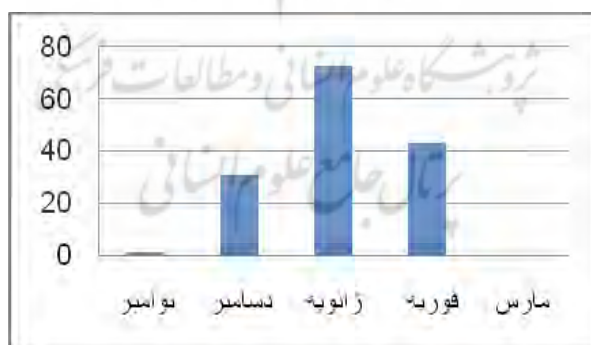


شرقی بر روی ایران فراهم است (شکل ۱۲). بیشترین فراوانی وقوع این الگو در ماه ژانویه و کمترین آن در ماه نوامبر مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

دریای سرخ امتداد یافته است. وجود این پشته به دلیل استقرار ناوه ای است که محور آن دقیقاً منطبق بر مرکز دریای مدیترانه است. تحت چنین الگویی ایران در منطقه همگرایی بالایی پشته قرار گرفته و شرایط برای ریزش هوای سرد با جهت شمال غربی-جنوب



شکل (۱۲) الگوی شماره دو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۱۹۷۴/۲/۶)



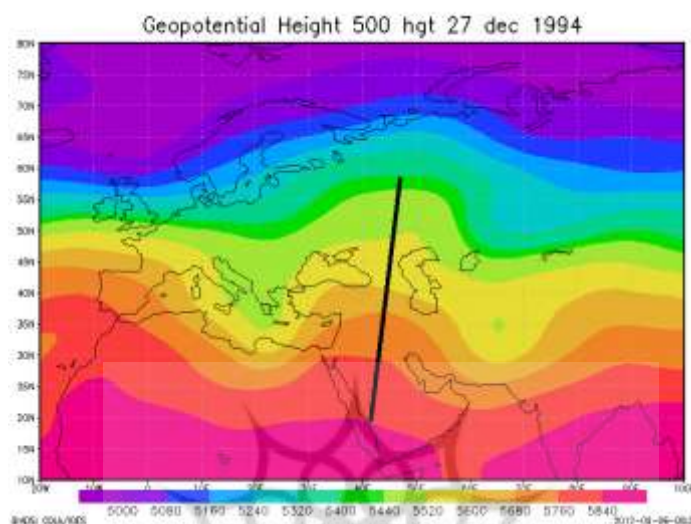
شکل (۱۳) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردشی شماره دو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

فرود عمیق یک پشته بسیار گسترده که محور آن در حد فاصل دریای سیاه و دریای خزر جا گرفته است ایجاد شده است. لذا با توجه به چنین آرایشی هوای سرد عرض‌های جغرافیایی بالا با جهتی شمال غربی-

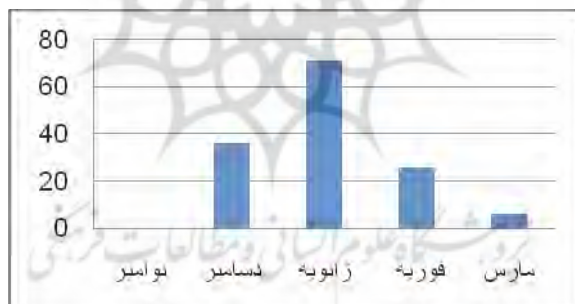
الگوی گردشی شماره ۳- الگوی گردشی شماره ۳ نشان دهنده یک فرود عمیق بر روی نیمه شرقی دریای مدیترانه و یک فرود عمیق دیگر بر روی دو کشور پاکستان و افغانستان است. در حد فاصل این دو

علاوه بر این بیشترین فراوانی وقوع این الگو همچون سه الگوی قبلی در ماه ژانویه و کمترین آن در ماه مارس رخ داده است (شکل ۱۵).

جنوب شرقی وارد ایران می‌شوند (شکل ۱۴). روز نماینده این الگو که دیگر روزها بیشترین همبستگی را با آن نشان داده‌اند روز ۱۹۹۴/۱۲/۲۷ است (جدول ۳).



شکل (۱۴) الگوی شماره سه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۱۹۹۴/۱۲/۲۷)



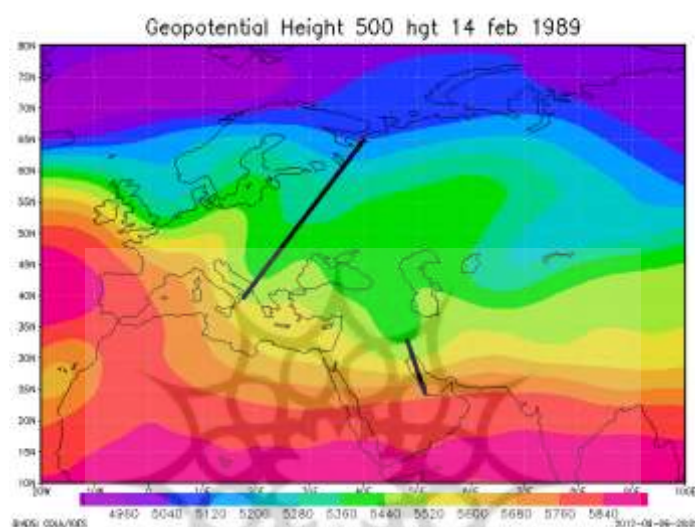
شکل (۱۵) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردشی شماره سه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شمال غرب ایران دقیقاً یک فرود که محور آن هم جهت با جهت رشته کوه‌های زاگرس است قابل مشاهده است. این فرود به دلیل وجود رطوبت کافی، بارشی با خود به همراه نداشته است و باعث برودت بیشتر هوا در غرب و شمال غرب ایران گردیده است. در نیمه شرقی ایران نیز یک فراز قابل مشاهده است که این فراز برای این قسمت از ایران

الگوی گردشی شماره ۴- این الگو نسبت به سه الگوی قبلی دارای پیچیدگی‌های خاصی است. یک فرود بسیار عمیق با جهت شمال شرقی-جنوب غربی از عرض ۴۰ تا ۷۰ درجه شمالی بر روی اروپای شرق قرار گرفته است که این ناوه باعث ایجاد یک فراز کم عمق بر روی غرب دریای سیاه شده است. در فاصله ای نه چندان دورتر از فراز دریای سیاه، در غرب و

روز نماینده این الگو که وضعیت آن پیشتر توضیح داده شده بود ۱۹۸۹/۲/۱۴ است (جدول ۳). بیشترین فراوانی این الگو همچون سه الگوی قبلی در ماه ژانویه مشاهده است و کمترین آن نیز متعلق به ماه نوامبر بوده است (شکل ۱۷).

پایداری هوا را به همراه داشته است (شکل ۱۶). به طور خلاصه می‌توان گفت که عدم هماهنگی بین سیستم‌های فشار در سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سرمایش تابشی شبانه باعث جوی پایدار و سرد بر روی ایران در این الگو شده است.



شکل (۱۶) الگوی شماره چهار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۱۹۸۹/۲/۱۴)



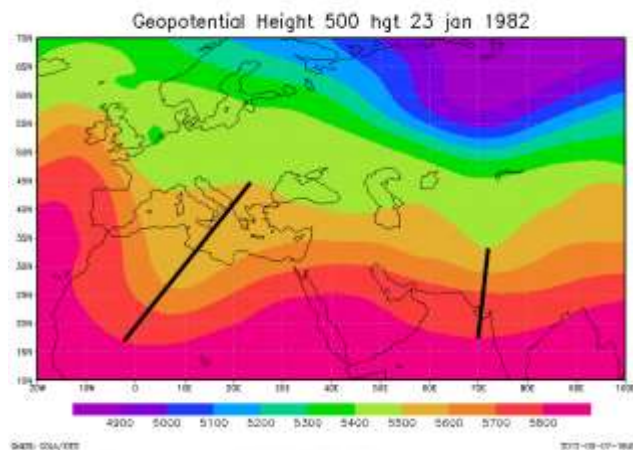
شکل (۱۷) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردشی شماره چهار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شمال شرقی-جنوب غربی بر روی دریای مدیترانه و دیگری با جهتی شمالی-جنوبی بر روی شرق پاکستان استقرار یافته‌اند. در حد فاصل این دو فرود یک فراز گستره واقع شده است که ایران را نیز به طور کامل تحت پوشش خود قرار می‌دهد بنابراین در این الگو ایران تحت نفوذ یک پراارتفاع گستره است که محور

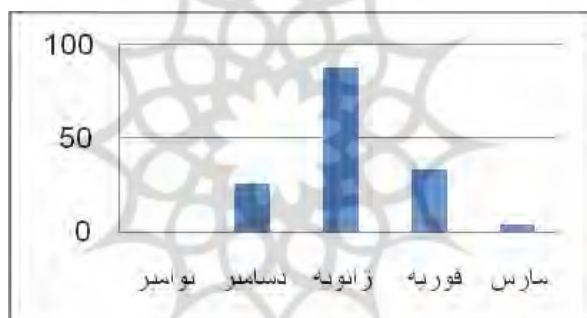
الگوی گردشی شماره ۵- روز نماینده این الگو ۱۹۸۲/۱/۲۳ است که ۱۸/۲ درصد روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران همراه با این الگو به وقوع پیوسته‌اند. با مشاهده نقشه ارتفاع ژئو پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که برای روز نماینده تهیه شده است (شکل ۱۸) مشاهده می‌شود که دو فرود یکی با جهت

مرکزی آن دقیقاً در خد فاصل دریای سیاه و دریای خزر است. بیشترین فراوانی این الگو نیز در ماه ژانویه

مشاهده می‌شود (شکل ۱۹).



شکل (۱۸) الگوی شماره پنج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۱۹۸۲/۱/۲۳)



شکل (۱۹) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردشی شماره پنج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

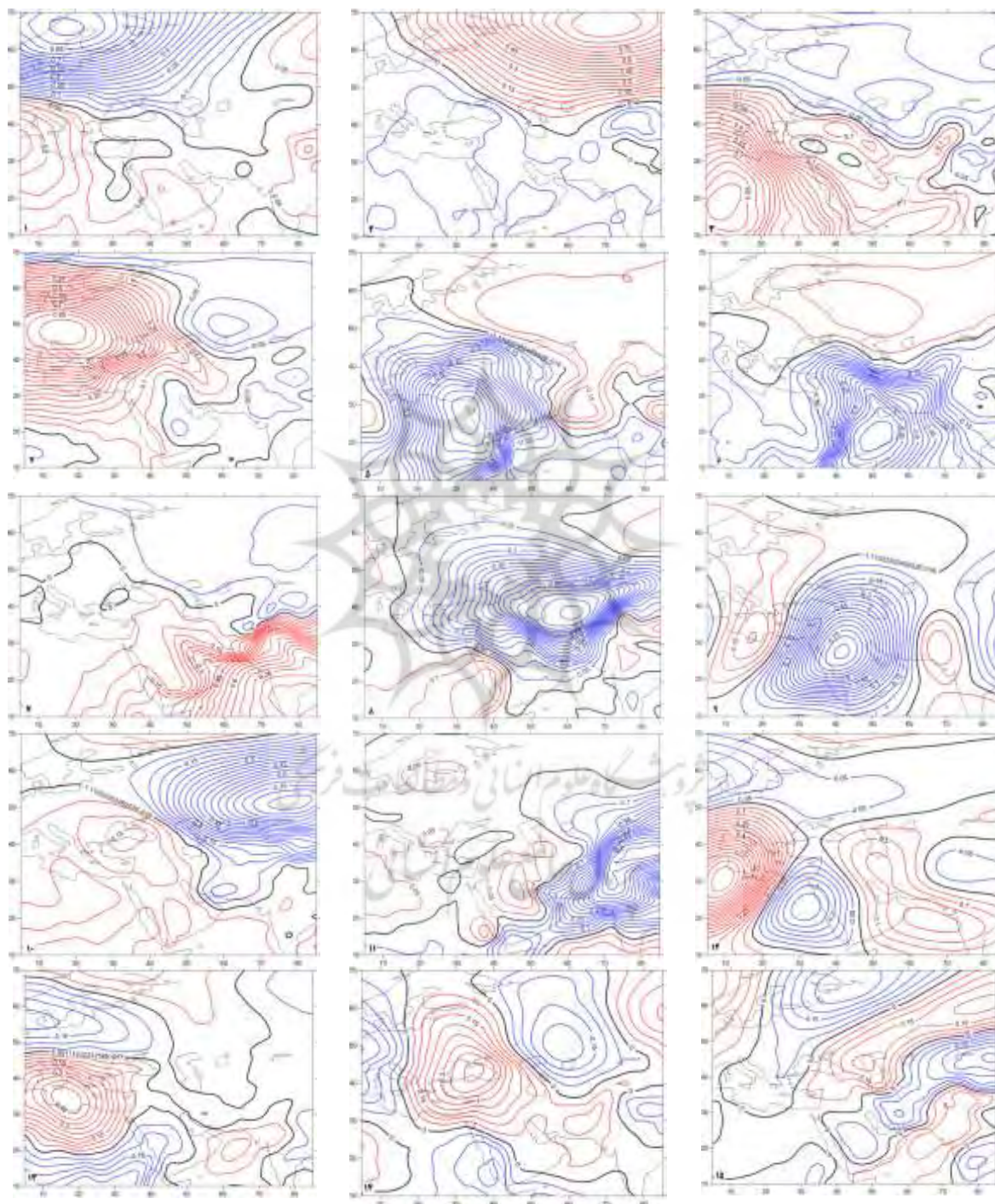
مشاهده است. همچنانکه در شکل ۲۰ (۱) قابل مشاهده است مؤلفه اول که حدود ۹/۳ درصد تغییرات را تبیین می‌کند (جدول ۲) نشان دهنده یک کم فشار گسترده هم از لحاظ مداری و هم از لحاظ نصف النهاری در شمال شرق دریای خزر است که کانون مرکزی آن بر روی شمال غرب شبه جزیره اسکانندیناوی قرار گرفته است. در غرب دریای مدیترانه نیز یک پرفشار مشاهده می‌شود. نقشه مؤلفه دوم یک پرفشار را بر روی شمال شرق روسیه (شکل ۲۰ (۲))، نقشه مؤلفه سوم یک پرفشار گسترده بر روی شمال آفریقا (شکل ۲۰ (۳)) و مؤلفه چهارم

الگوهای گردشی فشار سطح دریا نتایج حاصل از اجرای تحلیل مؤلفه‌های مبنا بر روی داده‌های فشار سطح دریا نشان داد که ۱۵ مؤلفه اول، توان تبیین حدود ۸۴/۹ درصد تغییرات فشار سطح دریا را در روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران را دارند (جدول ۲). با تبدیل بار این ۱۵ مؤلفه به نقشه می‌توان به درک درستی از تغییرات فشار سطح دریا و الگوهای گردشی مسبب یخبندان‌های فراگیر ایران در این تراز دست پیدا کرد. لذا نقشه بارهای مؤلفه‌های استخراج شده تهیه شد که در شکل ۲۰ قابل



مسبب یخبندان‌های فراگیر ایران هستند را نشان می‌دهند که در اینجا جهت رعایت اختصار از تشریح دیگر نقشه‌ها خودداری شده است.

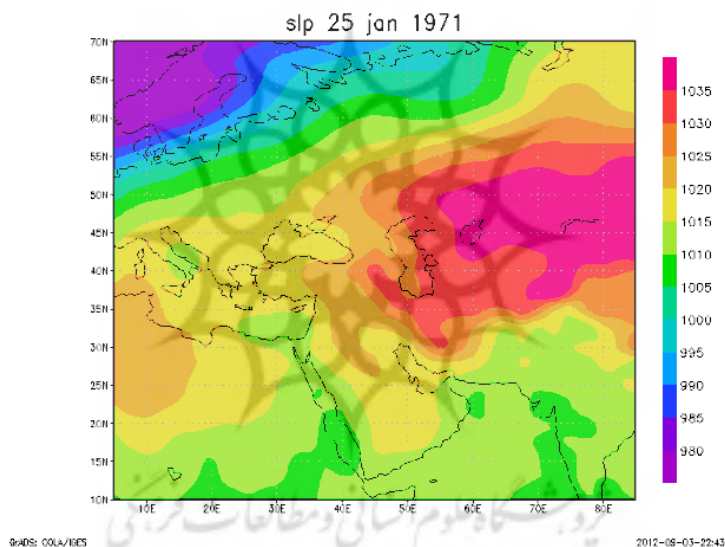
موقعیت همین پرفشار را بر روی اروپای غربی (شکل ۲۰) نشان می‌دهد. مؤلفه‌های دیگر نیز به همین منوال آرایش مکانی پرفشارها و کم فشاری‌هایی که



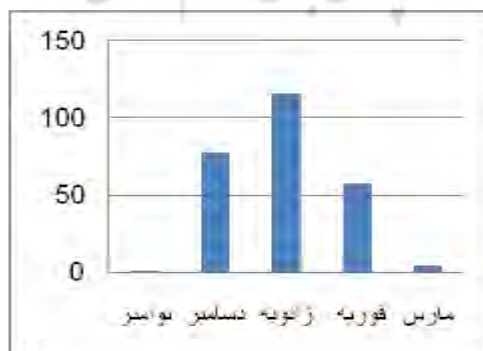
شکل (۲۰) آرایش الگوهای مکانی ۱۵ مؤلفه فشار سطح دریا. مقادیر منفی با خطوط هم مقدار آبی و مقادیر مثبت با خطوط هم مقدار قرمز نشان داده شده‌اند.

قطبی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر، زبانه غربی پرفشار سیبری مجبور به جابجایی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌گردد که در این شرایط ایران به طور کامل تحت سیطره این زبانه پرفشار سیبری قرار می‌گیرد. این الگو در حدود ۳۱ درصد از روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران قابل مشاهده است. بیشترین فراوانی وقوع این الگو نیز در ماه ژانویه و کمترین آن در ماه نوامبر مشاهده می‌شود.

با وارد کردن نمرات ۱۵ مؤلفه استخراج شده به عنوان ورودی‌های تحلیل خوشه‌ای، مشاهده شد که ۸۳۵ روزی که دارای یخبندان‌های فراگیر در ایران بوده‌اند را می‌توان در سه خوشه که دارای الگوهای گردش یکسانی هستند دسته‌بندی کرد. الگوی گردش شماره یک: روز نماینده این الگو ۱۹۷۱/۱/۲۵ است (جدول ۴). این الگو معرف گسترش زبانه غربی پرفشار سیبری بر روی ایران است. همچنانکه در شکل ۲۱ مشاهده می‌شود با گسترش و جابجایی نصف‌النهاری کم فشار جنب



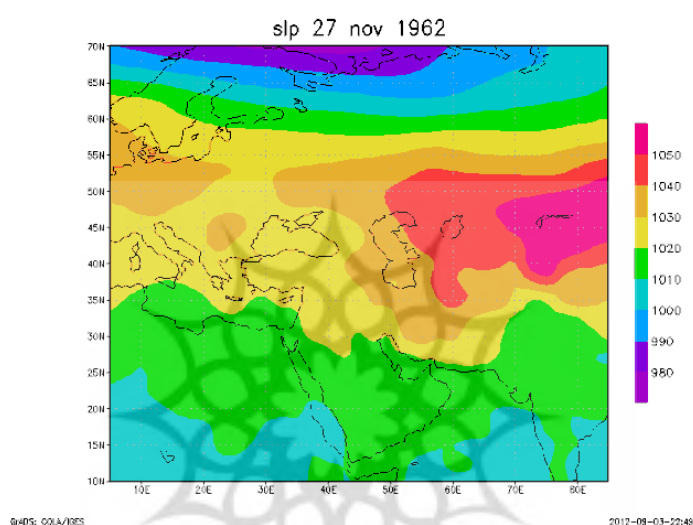
شکل (۲۱) الگوی شماره یک فشار سطح دریا (روز نماینده: ۱۹۷۱/۱/۲۵)



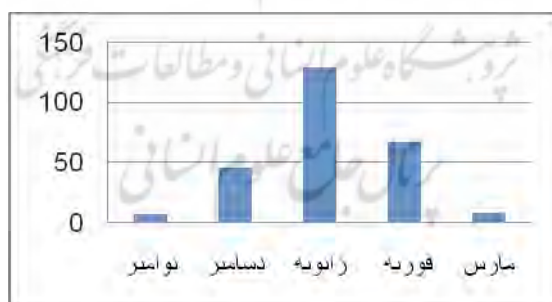
شکل (۲۲) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردش شماره دو فشار سطح دریا

در این الگو ایران بیشتر متأثر از پرفشار سیبری است تا پرفشار واقع بر روی اروپا (شکل ۲۳). روز نماینده این الگو نیز روز ۱۹۶۳/۱۱/۲۷ انتخاب شده بود (جدول ۴). بیشترین و کمترین فراوانی این الگو نیز به ترتیب در ماه ژانویه و نوامبر مشاهده شده است (شکل ۲۴).

الگوی گردشی شماره دو: این الگو که در ۳۱/۱ درصد روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران قابل مشاهده است (جدول ۴) حاکی از وجود یک پرفشار نه چندان قوی بر روی اروپا و یک پرفشار قوی بر روی آسیا است که با ادغام این دو یک نوار طویل از پرفشار از شرق آسیا تا غرب اروپا تشکیل شده است.



شکل (۲۳) الگوی شماره دو فشار سطح دریا (روز نماینده: ۱۹۶۲/۱۱/۲۷)



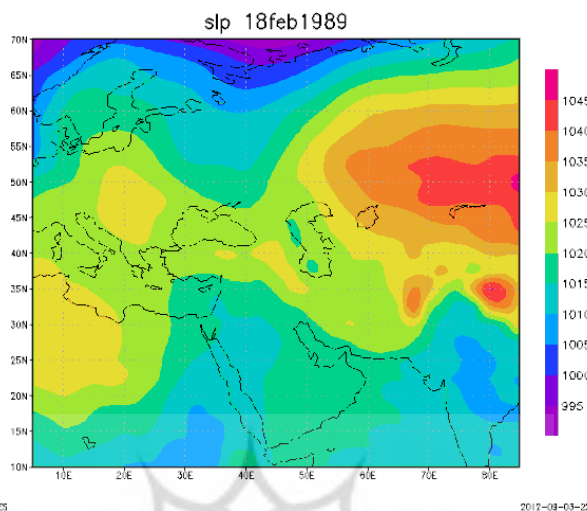
شکل (۲۴) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردش شماره دو فشار سطح دریا

پیوسته‌اند. شکل ۲۵ که الگوی فشار سطح دریا را در روز نماینده نشان می‌دهد حاکی از وجود همان دو پرفشار یکی بر روی اروپا و دیگری بر روی آسیا است. در این الگو ایران از جانب شمال غرب از

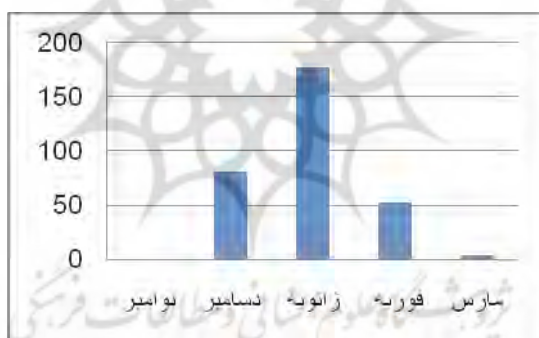
الگوی گردشی شماره سه: روز نماینده ای که برای این الگو انتخاب شده است ۱۹۸۹/۲/۱۸ است (جدول ۴). همچنین ۳۷/۹ درصد روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر ایران توسط این الگو به وقوع

نیز همچون دیگر الگوها در ماه ژانویه و کمترین آن در ماه مارس رخ داده است (شکل ۲۴).

پرفشار اروپایی و از جانب شمال شرق از پرفشار سیبری تاثیر می‌پذیرد. بیشترین فراوانی وقوع این الگو



شکل (۲۵) الگوی شماره سه فشار سطح دریا (روز نماینده: ۱۹۸۹/۲/۱۸)



شکل (۲۴) نمودار فراوانی وقوع الگوی گردش شماره سه فشار سطح دریا

روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (فشار سطح دریا) برای محدوده مورد مطالعه استخراج و تحلیل مؤلفه‌های مبنا بر روی ماتریس آنها اجرا شد. نتیجه این تحلیل نشان داد که با ۱۵ مؤلفه می‌توان ۸۹/۶ درصد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل و ۸۴/۹ درصد تغییرات فشار سطح دریا را در زمان وقوع یخبندان‌های فراگیر ایران تبیین کرد. سپس برای شناسایی الگوهای گردش مرتبط با یخبندان‌های فراگیر ایران، خروجی‌های تحلیل

### نتیجه‌گیری

بر اساس یک مکانی روزهایی که ۶۵ درصد و بیشتر از مساحت ایران دمای صفر و زیر صفر درجه سانتیگراد داشته‌اند به عنوان روزهای همراه با یخبندان فراگیر ایران انتخاب شدند. تعداد این روزها در کل دوره مورد مطالعه به ۸۳۵ روز رسید. لذا جهت شناسایی و بررسی الگوهای گردش تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (فشار سطح دریا)، داده‌های میانگین



## منابع

- مؤلفه‌های مبنا به عنوان ورودی‌های تحلیل خوشه‌ای مورد استفاده قرار گرفت و در نهایت پنج الگو برای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سه الگو برای فشار سطح دریا شناسایی شد.
- بر اساس الگوهای به دست آمده مشاهده شد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان وقوع یخبندان‌های فراگیر همواره یک ناهه بر روی دریای مدیترانه وجود دارد که این ناهه باعث ایجاد یک پشته در حوالی دریای سیاه می‌شود. این پشته ایجاد شده بر روی دریای سیاه شرایط را برای ریزش هوای سرد بر روی ایران فراهم می‌کند. اما بایستی اشاره شود که نحوه آرایش مکانی این پشته‌ها و ناهه‌ها در هر کدام از پنج الگوهای گردشی استخراج شده متفاوت است.
- الگوهای فشار سطح دریا نیز نشان می‌دهد که یخبندان‌های فراگیر ایران یا به دلیل گسترش زبانه شرقی پرفشار اروپایی یا به دلیل گسترش زبانه غربی پرفشار سیبری به وجود می‌آیند. در بعضی موارد نیز ادغام این دو پرفشار و تشکیل یک نوار طویل از پرفشار که از شرق آسیا تا غرب اروپا کشیده شده است سبب ایجاد یخبندان‌های فراگیر ایران شده‌اند.
- در نهایت برای اینکه یک یخبندان فراگیر در ایران رخ دهد و ۶۵ درصد و بیشتر از مساحت ایران را تحت نفوذ خود قرار دهد بایستی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک پشته عمیق در حوالی دریای سیاه تشکیل و در سطح زمین نیز گسترش زبانه شرقی پرفشار اروپایی و یا زبانه غربی پرفشار سیبری را داشته باشیم.
- براتی، غلامرضا. (۱۳۷۵). طراحی و پیش بینی الگوهای سینوپتیک یخبندان‌های بهاره ایران. رساله دکتری اقلیم شناسی، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، صص ۲۱۳-۱.
- بهیار، محمد باقر. (۱۳۸۲). بررسی پدیده سرمازدگی در استان چهارمحال و بختیاری از دیدگاه همدیدی ° دینامیکی. فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، سال هجدهم، شماره پیاپی ۶۹، تابستان، صص ۱۲۰-۱۰۷.
- عزیزی، قاسم. (۱۳۸۳). ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های فراگیر بهاری در نیمه غربی ایران. فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، شماره پیاپی ۳۲، بهار، صص ۱۱۶-۹۹.
- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک. تهران: انتشارات سمت.
- علیجانی، بهلول و محمود هوشیار. (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۱-۱۶.
- فتاحی، ابراهیم و تهمینه صالحی پاک. (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران. جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، صص ۱۳۶-۱۲۷.
- Bardossy, A., Duckstein, D. and Bogardi, I. (1995). Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, 15: 1087-1097.
- Bejaran, R. A. and Camilloni, (2003). Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of Buenos Aires (Argentina) urban heat island intensifies. *Theor. Appl. Climatol.*, 74: 93-103.

- probability analysis of frost in Belarus. *Russian Meteor. Hydrol.*, 32: 651-657.
- Lolis, C. J., Bartzokas, A. and Katsoulis, D. (2002). Spatial and temporal 850 hpa air temperature and sea-surface temperature covariance in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.*, 22: 663-676.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutzet, C. and Wanner, H. (2002). Reconstruction of sea level pressure fields over the eastern North Atlantic and Europe back 20 1500. *Climate Dyn.*, 18: 545-561.
- Maheras, P., Flocas, H., Tolika, K., Anagnostopoulou, Chr. and Vafiadis, M. (2006). Circulation types and extreme temperature changes in Greece. *Climate Res.*, 30: 161-174.
- Mann, E.M., Bradley, R. S. and Hughes, M. K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392: 779-787.
- Masoodian, S. A., Gholizadeh, M. H. and Darand, M. (2009). Recognition of Tehran weather types. *J. Appl. Sci.*, 9: 3326-3334.
- Masoodian, S. A. and Darand, M. 2009. Synoptic analysis of extreme cold days in Iran. *Current development in Oceanography*, 3: 139-152.
- Muller, G. V., Campagnucci, R. H., Nunez, M. N. and Salles, M. A. (2003) (a). Spatial analysis of surface circulation associated to frosts in the wet Pampas. *Int. J. Climatol.*, 23: 943-961.
- Muller, G. V., Campagnucci, R. H., Nunez, M. N. and Salles, M. A. (2003b). Surface circulation associated with frost in the wet Pampas. *Int. J. Climatol.*, 23: 943-961.
- Nishiyama, K., Endo, S., Jinno, K., Bertacchi Uvo, C., Olsson, J. and Berndtsson, R. (2007). Identification of Typical synoptic patterns causing heavy rainfall in the rainy season in Japan by a self-organizing map. *Atmos. Res.*, 83: 185-200.
- Prieto, L., Garcia, R., Diaz, J., Hernandez, E. and Del Teso, T. (2002). NAO influence on extreme winter temperatures in Madrid (Spain). *Ann. Geophys.*, 20: 2077-2085.
- Puvaneswaran, M. (1990). Climatic classification for Queensland using Cavazos, T. (2000). Using self-organizing maps to investigate extreme climate event: An application to wintertime precipitation in the Balkans. *J. climate*, 13: 1718-1732.
- Cohen, J. S. (1983). Classification of 500 mb height anomalies using obliquely rotated principle components. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22: 1975-1988.
- Comrie, A. C. and Glenn, E. C. (1998). Principle components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico: with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Res.*, 10: 201-215.
- Cony, M. (2008). Influence of synoptic scale in the generation of extremely cold days in Europe. *Atmósfera*. 21: 389-401.
- Escobar, G. C. J. and Bischoff, S. A. (1999). Meteorological situations associated with significant temperature falls in Buenos Aires: an application to the daily consumption of residential natural gas. *Meteor. Appl.*, 6: 253-260.
- Esteban, P., Jones, P. D., Martin-Vide, J. and Mases, M. (2006). Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *Int. J. Climatol.*, 25: 1501-1515.
- Esteban, P., Martin-Vide, J. and Mases, M. (2006). Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *Int. J. Climatol.*, 26: 319-329.
- Hewitson, B. C. and Crane, R. G. (2001). Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology. *Climate Res.*, 22: 13-26.
- Huth, R. 1996. An intercomparison of computer-assisted circulation classification method. *Int. J. Climatol.*, 16: 893-922.
- Kysely, J. (2007). Short communication implications of enhanced persistence of atmospheric circulation for the occurrence and severity of temperature extremes. *Int. J. Climatol.*, 27: 689-695.
- Littmann, T. (2000). An empirical classification of weather type in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall. *Theor. Appl. Climatol.*, 66: 161-171.
- Loginov, V. F., Mikutskii, V. S. and Kuznetsov, G. P. (2007). Statistical and

- Van Den Besselaar, E. J. M., Klein Tank, A. M. G. and Van Der Schrier, G. (2009). Influence of Circulation types on temperature extremes in Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, 99: 431-439.
- Von Storch, H. and Zwiers, F. W. (1999). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, UK.
- White, D., Richman, M. and Yarnal, B. (1991). Climate regionalization and rotation of principal component. *Int. J. Climatol.*, 11: 1-25.
- Wilks, D. S. (1995). *Statistical method in the atmospheric sciences: an introduction*. Academic Press, San Diego, California, USA.
- Yarnal, B. (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis*. Belhaven Press: London.
- Yarnal, B., Comrie, A. C., Frakes, B. and Brown, D. P. (2001). Developments and prospects in synoptic climatology. *Int. J. Climatol.*, 21: 1923-1950.
- Multivariate statistical techniques. *Int. J. Climatol.*, 10: 591-608.
- Richman, M. B. (1981). Obliquely rotated principle components: an improved meteorological map typing technique?. *J. Appl. Meteorol.*, 20: 1145-1159.
- Sheridan, S. C. (2002). The redevelopment of a weather-type classification scheme for North America. *Int. J. Climatol.*, 22: 51-68.
- Sheridan, S. C. (2003). North American weather type frequency and teleconnection indices. *Int. J. Climatol.*, 23: 27-45.
- Tatli, H., Dalfesh, N. and Mentés, S. (2004). Surface air temperature variability over Turkey and its connection to large-scale upper air circulation via multivariate techniques. *Int. J. Climatol.*, 25: 331-350.
- Ustrunl, Z., Czekierda, D. and Wypych, A. (2010). Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications. *Phys. Chem. Earth*. 35: 429-436.





پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی  
پرتال جامع علوم انسانی