

## مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

دوره ششم، شماره بیستم و چهارم، تابستان ۱۳۹۵

تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۴/۱۲

درباره مقاله: ۱۳۹۴/۰۹/۱۸

صفحه ۸۶-۶۶

### میانگین گردش جوی منجر به یخنده‌های فراگیر در ایران

پیمان محمودی\*، استادیار اقلیم‌شناسی - دانشگاه سیستان و بلوچستان

محمود خسروی، دانشیار اقلیم‌شناسی - دانشگاه سیستان و بلوچستان

سید ابوالفضل مسعودیان، استاد اقلیم‌شناسی - دانشگاه اصفهان

بهلول علیجانی، استاد اقلیم‌شناسی و مدیر قطب علمی تحلیل فضایی مخاطرات محیطی - دانشگاه خوارزمی

#### چکیده

هدف از این مطالعه، تحلیل الگوهای همدید منجر به یخنده‌های فراگیر ایران است. برای رسیدن به این هدف، دمای حداقل روزانه ۶۶۳ ایستگاه هواشناسی همدید و اقلیم‌شناسی کشور برای یک بازه‌ی زمانی ۴۳ ساله از سال ۱۹۶۲ تا ۲۰۰۴ از سازمان هواشناسی ایران اخذ شد. سپس براساس یک معیار مکانی، یخنده‌ها به سه گروه: یخنده‌های جزئی (کمتر از ۲۵ درصد از مساحت ایران)، یخنده‌های نیمه‌فراگیر (بین ۲۵ درصد تا ۶۵ درصد) و یخنده‌های فراگیر (بیش از ۶۵ درصد از مساحت ایران) تقسیم‌بندی شدند. سپس میانگین الگوهای گردشی برای سال‌ها، فصل‌ها و ماه‌هایی که دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخنده‌های فراگیر بودند، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که در دوره‌های همراه با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخنده‌های فراگیر، تقویت و گسترش نصف‌النهاری کم‌پressar جنب قطبی باعث جابه‌جایی زبانه‌ی غربی پرفسار سیبری به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود. این جابه‌جایی باعث استقرار یک پرفسار موضعی بر روی دریای مدیترانه می‌شود که گردش واچرخندی این پرفسار علاوه بر ریزش هوای سرد بر روی نیمه‌ی غربی ایران، باعث عقب راندن زبانه‌ی نصف‌النهاری کم‌پressar موسمی سودان به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود که نتیجه‌ی آن چیزی جزء کاهش رطوبت و دما بر روی نیمه‌ی غربی ایران نیست. اما در دوره‌های با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخنده‌های فراگیر شرایطی بر عکس دوره‌های حداکثری مشاهده می‌شود؛ بدین ترتیب که با تضعیف کم‌پressar جنب قطبی، پرفسار سیبری میل بیشتری به گسترش نصف‌النهاری در جهت شمالی کانون مرکزی خود پیدا می‌کند و از گستردگی زبانه‌ی غربی این سامانه‌ی پرفسار کاسته می‌شود. در نتیجه یک کم‌پressar موضعی بر روی دریای مدیترانه مستقر می‌شود.

**کلمات کلیدی:** ایران، یخنده‌ان فراگیر، تحلیل همدید، کم‌پressar جنب قطبی، پرفسار سیبری، کم‌پressar موسمی سودان.

\* Email: p\_mahmoudi@gep.usb.ac.ir

نویسنده‌ی مسئول:

## ۱- مقدمه

وقوع یخندهان‌ها، با توجه به موقعیت جغرافیایی ایران و ارتفاع نسبتاً بالای بیشتر مناطق آن از سطح دریا، اثرات منفی فراوانی بر روی بخش‌های مختلف کشاورزی، حمل و نقل و انرژی این سرزمین دارد (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۹). یخندهان‌ها معمولاً با جابه‌جایی و حرکت واپرخندی‌های سرد از عرض‌های شمالی به ایران در ارتباط هستند. دامنه‌ی وسیعی از ویژگی‌های همدیدی در زمان رخداد این پدیده شکل می‌گیرند که می‌توان به طغیان‌های قطبی، جریانات سرد، امواج سرد و فرین‌های دمایی کوتاه مدت اشاره نمود که هر کدام می‌توانند توجه بسیاری از اقلیم‌شناسان و هواشناسان را به خود جلب نمایند.

مطالعات مختلفی ویژگی‌های همدیدی جریانات سرد، امواج سرد و طغیان‌های قطبی را در گوش و کنار جهان مورد توجه قرار داده‌اند. به‌طوری‌که مارنگو<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۷) اثرات اقلیمی جریانات سرد بر روی حوزه‌ی آبریز آمازون را برای دوره‌ی ۱۹۸۳-۹۶ تحلیل و ورا و ویگلیارولو<sup>۲</sup> (۲۰۰۰) نیز ساختار و سیر تکاملی امواج زمستانی وارد شده به آمریکای جنوبی را مورد توجه قرار داده‌اند. عزیزی و یوسفی (۱۳۸۴) زمان ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر را مورد مطالعه قرار داده‌اند. آن‌ها دهه‌ی سوم مهرماه را به عنوان آغاز مرحله‌ی فعالیت پرفشار سیبری در منطقه شناسایی کردند. گاریئود<sup>۳</sup> (۲۰۰۰) مکانیسم‌های دخیل در پیشروی هوای سرد به سمت استوا و نقش توپوگرافی و واداشت‌های بزرگ مقیاس در گسترش هوای سرد بر روی آمریکای جنوبی کرد. مارنگو و همکاران (۲۰۰۲) ویژگی‌های جریانات سرد زمستانی در نواحی حاره - جنب حاره‌ای را که به یخندهان‌های جنوب و جنوب شرق بزریل منتهی می‌شود، تعیین کرده‌اند. شبانکاری (۱۳۸۷) اثر پرفشار سیبری بر روی دما و بارش ایران را بررسی کرده است. پیزا و آمبریزی<sup>۴</sup> (۲۰۰۵) نیز شرایط دینامیکی و همدیدی مسیرهایی را که امواج هوای سرد در آمریکای جنوبی طی می‌کنند، بررسی کرده‌اند. مسعودیان و دارند (۱۳۹۰) نیز الگوهای فشار تراز دریای سرمهای فرین ایران را مورد بررسی قرار داده‌اند.

برخی از مطالعات نیز تحلیلی‌های دقیق‌تری از رخدادهای منحصر به فرد را ارائه کرده‌اند. فورچون و کوسکی<sup>۵</sup> (۱۹۸۳) تحولات همدیدی منجر به دو یخندهان شدید در می ۱۹۷۹ و ژولای ۱۹۸۱ را در بزریل بررسی کرده‌اند. لشکری (۱۳۸۷) جنبه‌هایی همدیدی یک موج سرما را که در تاریخ ۱۱ تا ۱۶ دسامبر ۲۰۰۳، ۷۰ تا ۷۵ درصد مساحت ایران را دربرگرفته بود، مطالعه کرده است. لشکری و کیخسروی (۱۳۸۹) نیز جنبه‌های همدیدی و دینامیکی موج سرمای ۲۹ دسامبر ۲۰۰۶ تا ژانویه ۲۰۰۷ را که مشکلات بسیار فراوانی برای زندگی روزمره مردم به وجود آورده بود، مورد توجه قرار داده‌اند. مارنگو و همکاران (۱۹۹۷) ب) جنبه‌های سینوپتیکی و دینامیکی سرمای شدید ۲۳-۲۷ ژوئن ۱۹۹۴ را مورد بحث قرار دادند و گاریئود (۱۹۹۹) یک شبیه‌سازی عددی میان مقیاس را برای دوره‌ی چهار روزه ۱۵-۱۲ می ۱۹۹۳ اجرا کردند. رخداد مانع هوای سرد ۶-۱۰ ژولای ۱۹۹۴ نیز توسط بوسارت<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۰۰) به صورت عددی شبیه‌سازی شد. عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) ویژگی‌های همدیدی یک سامانه‌ی بنداگی زوجی را که مسبب سرمای غیرمعمول ژانویه ۲۰۰۸ شده بود، مورد توجه قرار داده‌اند. در این مجموعه از تحقیقات، رشد و تکامل گردش‌های جوی و متغیرهای هواشناسی مختلف در قبل و بعد از دوره‌ی مورد مطالعه از لحاظ دینامیکی و سینوپتیکی بررسی شده‌اند.

اما مطالعاتی که اختصاصاً الگوهای گردشی مرتبط با یخندهان‌ها را مورد توجه قرار داده باشند، بسیار اندک هستند. پری یرا<sup>۷</sup> و همکاران (۱۹۹۲) با تفکیک یخندهان‌ها به دو دسته‌ی یخندهان‌های تابشی و فرارفتی، منشأ همدیدی آن‌ها را

1- Marengo

2- Vera and Vigliarolo

3- Garreaud

4- Pezza and Ambrizzi

5- Fortune and Kousky

6- Bosart

7- Pereyra

در لاس ویگاس<sup>۸</sup> در ویراکروز<sup>۹</sup> مکزیک مورد مطالعه قرار دادند. مولر<sup>۱۰</sup> و همکاران (۲۰۰۰) بین فراوانی، شدت و وسعت یخبندان‌ها در ناحیه و تپامپاس<sup>۱۱</sup> آرژانتین تفکیک قائل شده‌اند. آن‌ها نشان دادند که یخبندان‌ها دارای تغییرات سال به سال زیادی هستند که بخشی از این تغییرات را می‌توان توسط تغییرات گردش جوی در طول زمان وقوع رخداد ال نینو – نوسان جنوبی توجیه کرد. همچنین مولر و همکاران (۲۰۰۳) الگوهای جوی مرتبط با یخبندان‌های فراغیر و نیمه‌فراغیر (صفر در راه سانتیگراد از ۷۵ تا ۲۵ درصد ایستگاه‌های هواشناسی) را با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مبنا طبقه‌بندی کردند. آن‌ها این طبقه‌بندی اقلیمی – سینوپتیکی را با هدف تعیین الگوهای گردشی مرتبط با یخبندان‌ها در ناحیه و تپامپاس آرژانتین انجام دادند.

تحلیل رابطه‌ی بین تشدید رودبادهای جنب حاره‌ای با افزایش فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراغیر در ناحیه و تپامپاس آرژانتین موضوعی است که توسط مولر و همکاران (۲۰۰۵) تایید شده است. مولر (۲۰۰۷) بر اساس یک اصل مکانی یخبندان‌های فراغیر (بیش از ۷۵ درصد ایستگاه‌ها) و نیمه‌فراغیر (کمتر از ۷۵ درصد ایستگاه‌ها) ناحیه‌ی و تپامپاس آرژانتین را برای یک دوره‌ی ۳۰ ساله از ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ استخراج نمود. سپس ویژگی‌های میانگین گردش عمومی جو را برای سال‌هایی که دارای حداقل و حداکثر فراوانی یخبندان‌ها بودند، مورد بررسی قرار دادند. مولر و آمبریزی (۲۰۰۷) مشخص نمودند که در زمان وقوع یخبندان‌های فراغیر (ثبت شده در بیش از ۷۵ درصد ایستگاه‌ها)، موج‌برهای قطبی و جنب حاره‌ای قبل از ورود به قاره‌ی آمریکای جنوبی با هم‌دیگر ترکیب می‌شوند و این ترکیب، باعث افزایش ورود پی‌درپی امواج سرد به منطقه‌ی مورد مطالعه می‌شوند.

علیجانی و براتی (۱۳۷۵) علت رخداد یخبندان بهاره آوریل ۱۹۸۷ را ناشی از یک موج عمیق غربی دانسته که با ورود آن، امکان ریزش هوای سرد در نیمه‌ی غربی فرود در سطح ایران فراهم شده است. براتی (۱۳۷۵) با مطالعه ۶۲ مورد یخبندان بهاره در حدفاصل سال‌های ۱۹۶۸ تا ۱۹۸۷ به این نتیجه رسید که جابه‌جایی سیستم‌های فشار از عرض‌های بالاتر و بر خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های شدید و فراغیر در ایران می‌انجامد، در حالی که جابه‌جایی از عرض‌های پایین‌تر و در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های ضعیف و نیمه‌فراغیر منتهی می‌شود. عزیزی (۱۳۸۳) در ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های فراغیر در نیمه‌ی غربی ایران به این نتیجه رسید که در تمام روزهایی که پدیده‌ی یخبندان رخ داده است، یک سیستم کمارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر مشاهده می‌شود. این سیستم معمولاً با سیستم کمارتفاع نسبتاً قوی در غرب خود و در روی مدیترانه همراه است و در روزهای یخبندان، خطوط هم‌دمای ۱۵-۳۰- درجه‌ی سانتیگراد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از روی ایران عبور می‌کند.

فتاحی و صالحی پاک (۱۳۸۸) با انجام تحلیل عاملی و تحلیل خوش‌آیی بر روی داده‌های روزانه‌ی فشار سطح زمین و تراز ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال، الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه‌ی ایران را شناسایی نمودند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تیپ‌های هوای پرفشار اروپای شمالی، پرفشار سیبری و پرفشار اروپای شرقی، بیش ترین تأثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراغیر ایران داشته‌اند، بهطوری که این تیپ‌های هوای جریانات سرد قطبی را از عرض‌های جغرافیایی بالا به سوی عرض‌های پایین منتقل کرده و به دنبال آن، یخبندان‌های شدید و فراغیر را به وجود می‌آورند. علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷) نیز نشان دادند که در ۷۰ درصد از موارد سرماهای شدید در شمال غرب ایران، اکثرًا با استقرار یک ناوه‌ی عمیق بر روی شمال ایران و قوارگرفتن منطقه‌ی مورد مطالعه در قسمت عقب آن و همچنین وجود یک پرفشار در سطح زمین همراه است. در بقیه‌ی موارد سرمایش تابشی سطح زمین عامل اصلی سرماهای شدید می‌باشد.

8- Las Vegas

9- Veracruz

10- Muller

11- Wet Pampas

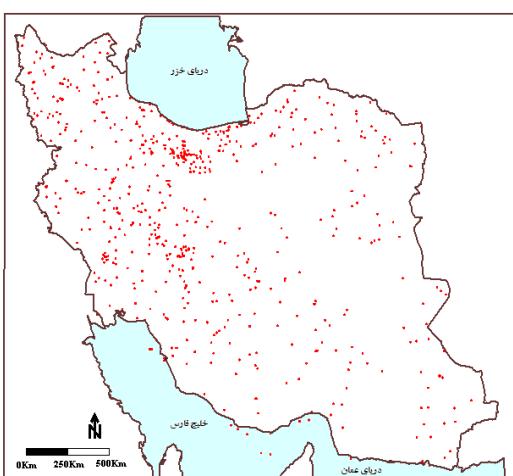
در این مقاله، الگوهای گردشی ماهانه و فصلی یخ‌بندان‌های فراگیر ایران از طریق نقشه‌های میدان‌های جوّی در سال‌هایی با بیشترین و کمترین فراوانی در طول دوره‌های مورد مطالعه تحلیل می‌شوند. تحلیل‌های ماهانه و فصلی با مقایسه‌ی بین ماهها و فصل‌های دارای یخ‌بندان‌های فراگیر بالاتر (پایین‌تر) از میانگین صورت می‌گیرد.

## ۲- مواد و روش‌ها

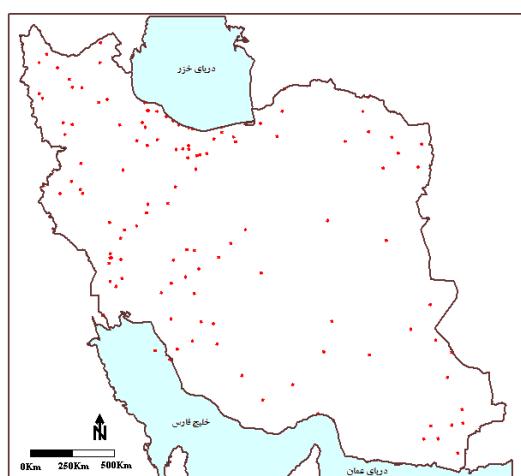
هدف از انجام مطالعات همدید، بررسی رابطه‌ی میان گردش‌های جوّی با محیط سطحی است (یارنال، ۱۹۹۳). از این‌رو برای انجام این پژوهش و نیز تمامی مطالعات همدید، دو دسته داده مورد نیاز است: یکی داده‌های سطحی که بیانگر ویژگی‌های محیط سطحی است و دیگری داده‌های جوّ بالا.

در این پژوهش، داده‌های دمای حداقل روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیم‌شناسی کشور به عنوان داده‌های سطح زمین انتخاب شدند. این داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور به صورت خام تهیه شد. به کمک داده‌های خام، پایگاه داده‌های دمای حداقل روزانه این ایستگاه‌ها از ۱۹۶۲ تا ۲۰۰۴ برای ماههای اکتبر تا آوریل فراهم شد.

پس از آماده کردن پایگاه داده‌ای دمای حداقل کشور، نقشه‌های هم‌دماهی حداقل روزانه کشور از ۱۹۶۲/۱/۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ به مدت ۹۱۱۶ روز به روش کریگینگ میان‌یابی شد. لازم به اشاره است که تعداد ایستگاه‌ها در هر کدام از سال‌های مورد مطالعه متفاوت بوده است، به طوری که تعداد ایستگاه‌های سینوپتیک و اقلیم‌شناسی در سال ۱۹۶۲، ۱۲۲ ایستگاه (شکل ۱) و در سال ۲۰۰۴، ۶۶۳ ایستگاه (شکل ۲) بوده است.



شکل ۲: موقعیت و پراکنش ایستگاه‌های همدید و اقلیمی مورد مطالعه در سال ۲۰۰۴ (تعداد ایستگاه‌ها ۶۶۳ ایستگاه)



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

متغیرهای جوّ بالا نیز که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفتند عبارتند از: ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب متر، فشار تراز دریا بر حسب پاسکال، مؤلفه‌های باد بر حسب متر بر ثانیه، مؤلفه نصف‌النهاری باد بر حسب متر بر ثانیه، دما بر حسب کلوین و رطوبت ویژه بر حسب گرم بر کیلوگرم. داده‌های تمامی این متغیرها از تارنمای [www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov) اخذ شد. در این تارنمای داده‌های مربوط به متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های باد، مؤلفه نصف‌النهاری باد، دمای هوا و رطوبت ویژه در ۱۷ تراز قابل دسترس هستند. تفکیک مکانی این داده‌ها به صورت شبکه‌بندی منظم با اندازه‌ی یاخته‌های  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی هستند.

در ادامه یخبندان‌ها (یعنی آن روزهایی که درجه حرارت مساوی یا کمتر از صفر درجه سانتیگراد است) به سه گروه تقسیم می‌شوند: یخبندان‌های جزئی، یخبندان‌های نیمه‌فرآگیر و یخبندان‌های فرآگیر. بر اساس معیارهای تعریف شده‌ی زیر، هر روز در یکی از گروه‌های سه‌گانه‌ی بالا به شرح ذیل طبقه‌بندی شدند:

- یخبندان‌های جزئی: یخبندان‌هایی هستند که درصد مساحت همراه با یخبندان برابر یا کمتر از ۲۵ درصد کل مساحت ایران باشند.
- یخبندان‌های نیمه‌فرآگیر: یخبندان‌هایی هستند که میزان مساحت دارای یخبندان ۲۵ تا ۶۵ درصد کل مساحت ایران را شامل شوند.
- یخبندان‌های فرآگیر: یخبندان‌هایی هستند که حدود ۶۵ درصد و بیش‌تر مساحت در ایران یخبندان را تجربه کرده باشند.

دلیل انتخاب معیار مکانی ۶۵ درصد و بیش‌تر از مساحت ایران جهت تفکیک یخبندان‌های فرآگیر را می‌توان در این نکته نهفته دانست که همواره سواحل جنوبی ایران و به نسبت کمتر سواحل جنوبی دریای خزر در طول دوره‌ی مورد مطالعه فاقد هرگونه یخبندانی بوده‌اند؛ لذا هیچ‌گاه کل مساحت ایران زیر دمای صفر درجه سانتیگراد نرفته است، لذا با صرف نظر کردن از نوار سواحل جنوبی ایران و همچنین نوار باریک سواحل جنوبی دریای خزر که شاید حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مساحت ایران را شامل شود، این معیار انتخاب شد.

در ادامه فرین‌های فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فرآگیر که یک واحد انحراف معیار پائین‌تر ( $(-\sigma)$ ) و یا بالاتر ( $(+\sigma)$ ) از میانگین بلندمدت دوره ۱۹۶۲-۲۰۰۴ بودند، انتخاب شدند. به عبارت دیگر سال‌ها، فصل‌ها و ماههایی را که فراوانی روزهای یخبندان فرآگیر آن‌ها بالاتر از  $+1$  یا پایین‌تر از  $-1$  نمره Z بودند، انتخاب و سال‌هایی که نمره‌ی آن‌ها بین دو مقدار  $+1$  و  $-1$  بودند، انتخاب نشدند. جدول شماره‌ی ۱، سال‌هایی را که با حداکثر ( $(+\sigma)$ ) و حداقل ( $(-\sigma)$ ) وقوع روزهای همراه با یخبندان‌های فرآگیر در دوره‌های مختلف انتخاب شده، مطابقت دارند، نشان می‌دهد. لازم به اشاره است که در این تحقیق، مجموع روزهای دارای یخبندان‌های فرآگیر و نیمه‌فرآگیر در قالب عبارت یخبندان‌های فرآگیر نامبرده می‌شوند. مشخصات دوره‌های مستقل انتخاب شده به شرح زیر هستند:

- سالانه (از اکتبر تا آوریل)
- فصلی (پاییز [اکتبر و نوامبر]، زمستان [دسامبر، زانویه و فوریه] و بهار [مارس و آوریل])
- و ماهانه.

جدول ۱: سال‌ها، فصل‌ها و ماه‌های با فراوانی حداقل و حداکثر یخ‌بندان‌های فراغیر که یک انحراف معیار بالاتر و پایین‌تر از میانگین بلندمدت می‌باشد

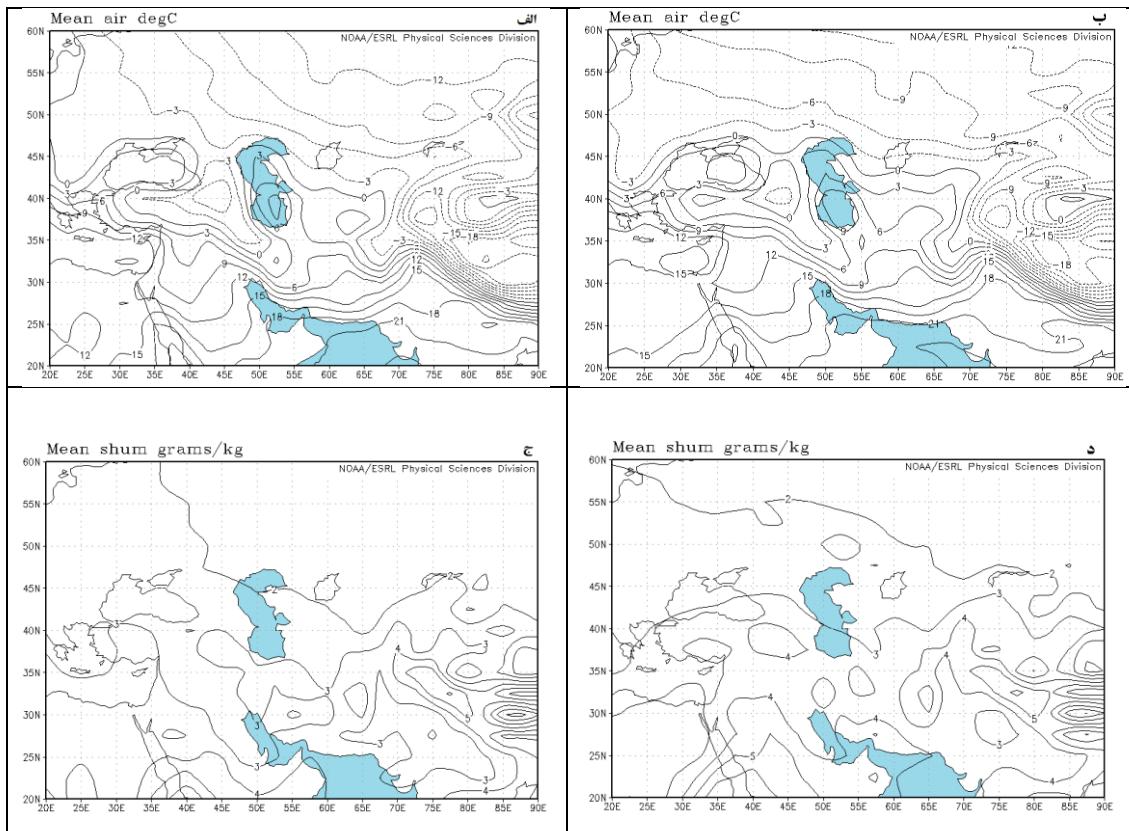
	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	دسامبر	نومبر	اکتبر	بهار	زمستان	پاییز	سالانه	(+σ)
(۶۵-۶۴)	۱۹۶۲	(۷۴-۷۳)	۱۹۶۷	۱۹۶۲	۱۹۶۰ ۱۹۶۴	۱۹۶۴	۱۹۷۴ ۱۹۷۲	۱۹۷۶ ۱۹۶۷	۱۹۷۶ ۱۹۶۷	۱۹۶۰		
(۷۷-۶۶)	۱۹۶۹	(۷۷-۷۶)	۱۹۷۶	۱۹۶۹	۱۹۷۳ ۱۹۷۲	۱۹۶۰	۱۹۸۲ ۱۹۷۷	۱۹۸۳ ۱۹۸۲	۱۹۸۳ ۱۹۸۲	۱۹۶۷		
(۷۴-۷۳)	۱۹۷۳	(۸۰-۷۹)	۱۹۸۲	۱۹۷۳	۱۹۷۵ ۱۹۷۴	۱۹۶۹	۱۹۸۹ ۱۹۸۴	۱۹۸۶ ۱۹۸۵	۱۹۸۶ ۱۹۸۵	۱۹۸۱		
(۷۰-۷۶)	۱۹۷۰	(۸۲-۸۱)	۱۹۸۳	۱۹۷۰	۱۹۸۴ ۱۹۸۲	۱۹۷۱	۱۹۹۲ ۱۹۹۰	۱۹۹۷	۱۹۹۷			
(۷۹-۸۰)	۱۹۷۶	(۸۳-۸۲)	۱۹۸۵	۱۹۷۶		۱۹۷۳				۲۰۰۰ ۱۹۹۷		
(۸۲-۸۱)	۱۹۷۸		۱۹۸۶	۱۹۷۸			۱۹۷۳					
(۸۳-۸۲)	۱۹۷۹		۱۹۹۰	۱۹۷۹			۱۹۷۴					
۱۹۸۲			۱۹۹۲	۱۹۸۲			۱۹۷۵					
۱۹۸۸			۱۹۹۷	۱۹۸۸			۱۹۷۷					
			۲۰۰۰				۱۹۷۸					
							۱۹۸۰					
							۱۹۸۳					
							۱۹۸۴					
							۱۹۸۶					
							۱۹۸۸					
							۱۹۸۹					
							۱۹۹۰					
							۱۹۹۲					
(-σ)	(۶۶-۶۵)	۱۹۶۸	(۶۳-۶۲)	۱۹۶۴	۱۹۶۸	۱۹۷۸ ۱۹۶۲	۱۹۶۳	۱۹۶۳ ۱۹۶۲	۱۹۶۹ ۱۹۶۴			
(۹۹-۹۸)	۱۹۷۰	(۶۶-۶۵)	۱۹۶۹	۱۹۷۰	۱۹۹۸ ۱۹۹۱	۱۹۶۶	۱۹۷۰ ۱۹۶۶	۱۹۷۸ ۱۹۷۷				
۲۰۰۱-)	۱۹۷۱	(۷۹-۷۸)	۱۹۷۷	۱۹۷۱	۲۰۰۱ ۲۰۰۰	۱۹۷۶	۲۰۰۳ ۱۹۹۹	۱۹۹۶ ۱۹۸۶				
(۲۰۰۰)	۱۹۷۰	(۹۴-۹۳)	۱۹۷۸	۱۹۸۰		۱۹۸۵		۲۰۰۴	۱۹۹۶			
۲۰۰۲-)	۱۹۸۳	۲۰۰۲-)	۱۹۸۴	۱۹۸۳			۱۹۹۴					
(۲۰۰۱)	۱۹۸۵	(۲۰۰۱)	۱۹۹۴	۱۹۸۴			۱۹۹۹					
۲۰۰۴-)	۱۹۹۴	۲۰۰۴-)	۱۹۹۶	۱۹۸۵			۲۰۰۲					
(۲۰۰۳)	۱۹۹۸	(۲۰۰۳)		۱۹۹۴			۲۰۰۴					
				۱۹۹۸								

در ادامه با مشخص شدن دو گروه از یخ‌بندان‌ها، نقشه‌های همدید از متغیرهای گوناگون هواشناسی که با شرایط تعريف شده برای هر گروه مطابقت داشت، فراهم گردید.

### ۳- بحث و نتایج

#### ۱-۳- تحلیل سالانه و فصلی میانگین گردش آتمسفری موجود یخ‌بندان‌های فراغیر

بعد از مشخص شدن هر کدام از سال‌های دارای حداقل ( $+σ$ ) و حداکثر ( $-σ$ ) فراوانی روزهای دارای یخ‌بندان‌های فراغیر (جدول ۱)، مشاهده گردید که الگوهای متفاوتی در رفتار متغیرهای مورد مطالعه در هر کدام از فرین‌های حداقل و حداکثر در بسیاری از دوره‌های تحلیل شده وجود دارد؛ به طوری که در مورد میانگین دمای سطح زمین، مشاهده شد که در دوره‌های حداکثری ( $+σ$ )، میانگین دما در سطح ایران پایین‌تر از دوره‌های حداقلی ( $-σ$ ) بوده‌اند. این تفاوت را در شکل ۳ (الف) و (ب) که برای دو نمونه فصل زمستان ۱۹۸۹-۱۹۸۹ و ۱۹۹۸-۱۹۹۹ با بیشترین و کمترین فراوانی روزهای دارای یخ‌بندان ای فراغیر تهیه شده اند، قابل مشاهده است. در مقایسه‌ی این دو نقشه با نقشه‌های به دست آمده برای فصل پاییز، فصل بهار و سالانه مشاهده شد که مشابهت‌های زیادی بین آن‌ها وجود دارد، لذا جهت رعایت اختصار از آوردن نقشه‌های آن‌ها صرف‌نظر شد. همچنین همین وضعیت مشابه برای رطوبت ویژه نیز مشاهده شد؛ به طوری که برای دوره‌های حداکثری ( $+σ$ ، ظرفیت رطوبتی جو بر روی ایران کمتر از دوره‌های حداقلی ( $-σ$ ) در سطح ۸۵۰ هکتوباسکال بوده‌اند. این تفاوت را می‌توان در شکل ۳ (ج) و (د) که برای دو نمونه زمستان ۱۹۸۹-۱۹۸۸ و ۱۹۹۹-۱۹۹۸ که دارای حداقل و حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان بوده اند، مشاهده نمود.



شکل ۳: نقشه‌های میانگین دمای سطحی ( $^{\circ}\text{C}$ ) (الف)-(ب) و رطوبت ویژه ( $\text{g} \text{ kg}^{-1}$ ) در سطح  $850\text{ hPa}$  (ج)-(د) برای دو نمونه زمستان ۱۹۸۹-۱۹۸۸ و ۱۹۹۸-۱۹۹۹ با بیشترین (سمت چپ) و کمترین فراوانی (سمت راست) روزهای دارای یخ‌بندان‌های فراگیر. خطوط پر (خط چین) مقادیر مثبت (منفی) را نشان می‌دهد.

بررسی میانگین الگوهای گردشی فشار سطح دریا نیز نشان می‌دهد که آرایش مکانی سامانه‌ی پرفشار سیبری و کنش‌های متقابل آن با دو سامانه‌ی کم‌فشار جنوب قطبی (کم‌فشار ایسلند) و کم‌فشار موسمی سودان، مهم‌ترین بازیگران فشاری در موقع حداکثر و حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان‌های فراگیر در ایران می‌باشند. در مقایسه سال‌های با حداقل و حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان مشاهده شد که در سال‌های حداکثری، سامانه‌ی پرفشار سیبری دارای گسترش مداری بیش‌تری نسبت به سال‌های دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان است؛ به‌طوری‌که زبانه‌ی غربی آن تا دریای مدیترانه گسترش یافته و باعث استقرار یک زبانه‌ی پرفشار بر روی این دریا می‌گردد. هم‌چنین در این سال‌های حداکثری، کانون کم‌فشار جنوب قطبی (کم‌فشار ایسلند) تقویت شده و گسترش مداری و نصف‌النهاری بیش‌تری به خود می‌گیرد که نتیجه‌ی آن ایجاد یک گرادیان فشاری شدید بین این سامانه‌ی کم‌فشار با سامانه‌ی پرفشار سیبری است؛ بنابراین تحت چنین شرایط همدیدی، زبانه‌ی غربی پرفشار سیبری تحت تأثیر گسترش نصف‌النهاری سامانه‌ی کم‌فشار جنوب قطبی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر سوق داده می‌شود و شرایط را برای ایجاد یخ‌بندان‌های فراگیر در ایران فراهم می‌کنند. هم‌چنین بر روی شمال شرق آفریقا که خاستگاه اصلی کم‌فشار موسمی سودان است، شاهد تضعیف کانون مرکزی این کم‌فشار و در نتیجه کاهش گستردگی نصف‌النهاری زبانه روی دریای سرخ به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر می‌شود (شکل ۴ (ز)).

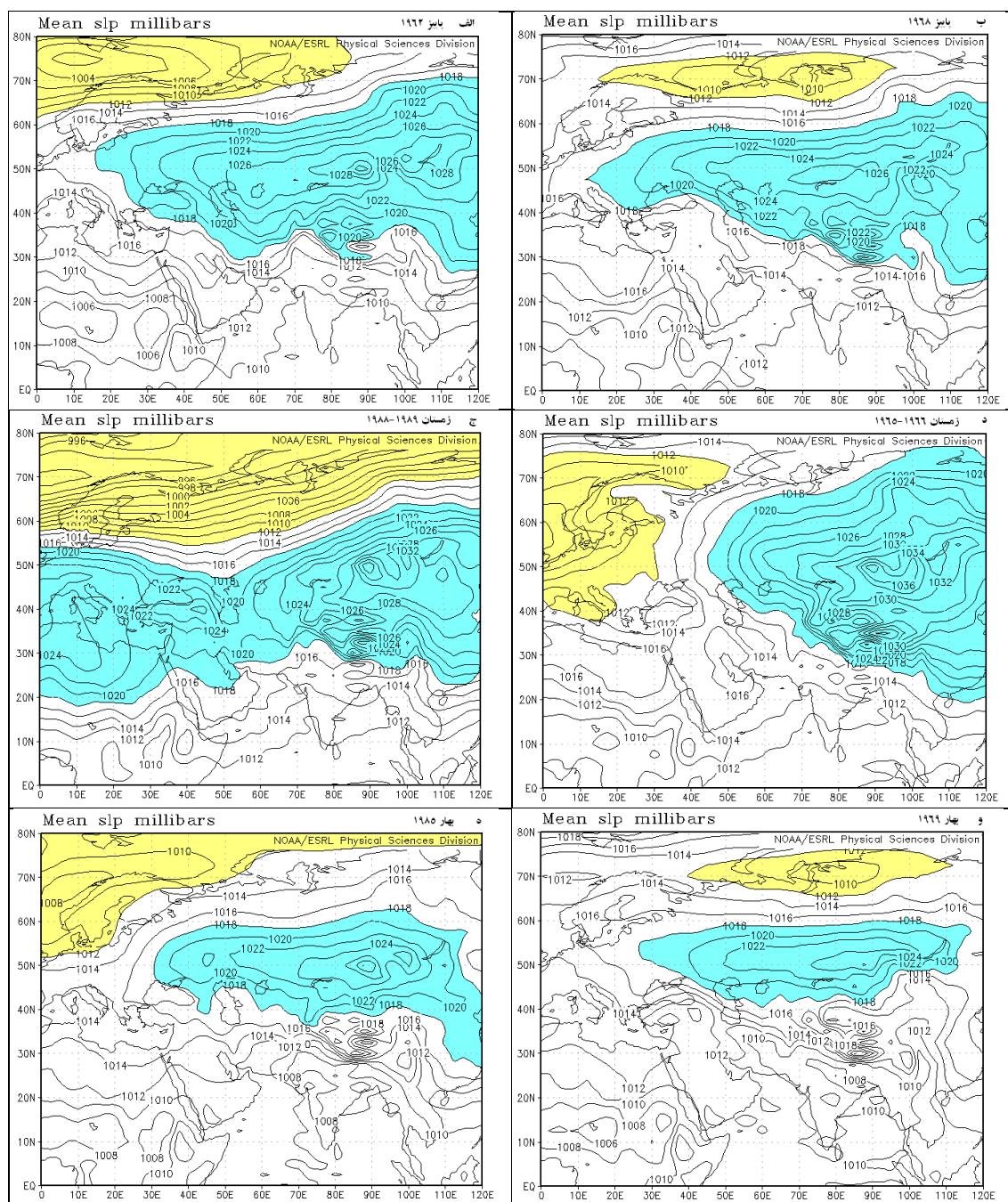
اما در سال‌های با حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان‌های فراگیر شرایطی بر عکس آن‌چه که در بالا تشریح شد، مشاهده می‌شود. بدین ترتیب که با تضعیف کم‌فشار جنوب قطبی و متعاقب آن کاهش گستردگی مکانی مداری و نصف‌النهاری آن، پرفشار سیبری میل بیش‌تری به گسترش در جهت شمالی کانون مرکزی خود پیدا می‌کند. لذا از گستردگی زبانه‌ی

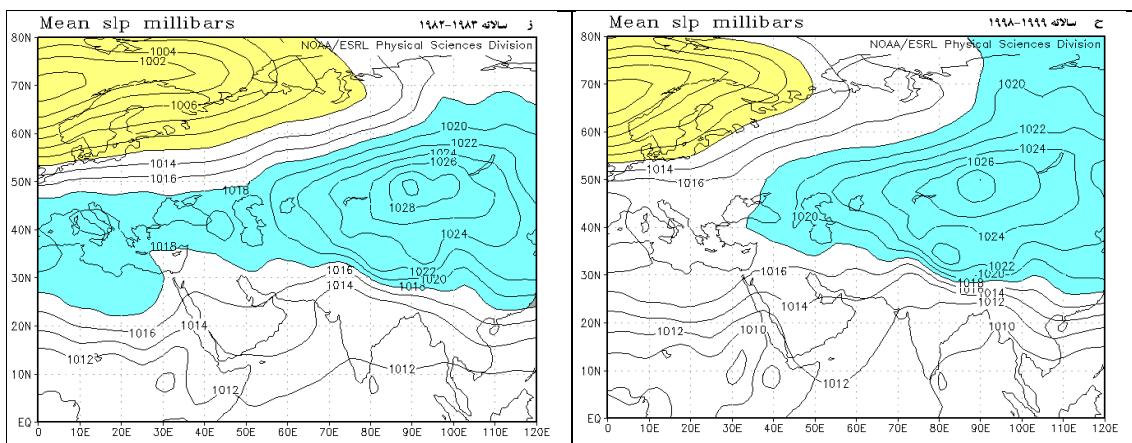
غربی این سامانه‌ی پرفشار کاسته و بر روی دریای مدیترانه نیز یک کم‌فارسی مستقر می‌شود. تحت چنین شرایط همدیدی، شاهد نفوذ بیشتر زبانه کم‌فارسی سودان از طریق دریای سرخ به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر است. لذا نفوذ این زبانه و ترکیب آن با کم‌فارسی مدیترانه باعث افزایش دما و هم‌چنین رطوبت در جنوب، غرب و شمال غرب ایران می‌شود که این وضعیت تعدیل شرایط اقلیمی سرد بر روی نیمه‌ی غربی ایران را به همراه دارد (شکل ۴(ج)).

الگوهای فصلی نیز از همان قاعده‌ی کلی که برای الگوی سالانه توضیح داده شد، پیروی می‌کنند. در فصل پاییز، سرمایش تدریجی سطح زمین در اوراسیا و مهیا شدن منشاً برودتی-حرارتی آن، سامانه‌ی پرفشار سبیری به تدریج شکل می‌گیرد و با گذشت زمان تقویت می‌شود. در سال‌های با پاییزهای دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان مشاهده می‌شود که کانون پرفشار سبیری تقویت و زبانه‌ی غربی آن گسترش مکانی بیشتری پیدا کرده است. به طوریکه این زبانه تا شرق دریای مدیترانه خود را می‌رساند. همچنین کم‌فارس جنب قطبی نیز طی یک هم‌افزایی در فشار کانون مرکزی و گسترش مکانی، تقویت شده و آنهم دارای حداقل گسترش مداری و نصف النهاری خود شده است. در این شرایط گسترش زبانه‌ی غربی پرفشار سبیری تمایل به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین تر پیدا کرده و با توجه به استقرار پرفشار بر روی دریای مدیترانه، شرایط برای وقوع حداقل فراوانی یخ‌بندان های فراغیر فراهم می‌شود. در مورد کم‌فارس موسومی سودان نیز که یکی دیگر از بازیگران اصلی این داستان می‌باشد مشاهده می‌شود که زبانه نصف النهاری آن گسترش مکانی زیادی ندارد (شکل ۴(الف)). اما در سال‌هایی که پاییز آنها دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان فراغیر هستند مشاهده می‌شود که هم‌پرفشار سبیری و هم‌کم‌فارس جنب قطبی ضعیف بوده، اما زبانه‌های نصف النهاری کم‌فارس موسومی سودانی گسترش مکانی بیشتری یافته و تا حوالی دریای مدیترانه نفوذ کرده اند (شکل ۴(ب)).

در فصل زمستان پرفشار سبیری با کسب حداقل سرمایش ناشی از کاهش دمای محیطی و زمینی به اوج شدت فعالیت خود می‌رسد و زبانه‌ی غربی آن دارای حداقل گسترش مکانی خود می‌شود و همان‌طور که در شکل‌های ۴(ج) و (د) مشاهده می‌شود، بیشتر گستره‌ی ایران تحت نفوذ این پرفشار می‌باشند. اما آن‌چه که در این فصل باعث وقوع حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان های فراغیر بر روی ایران می‌شوند، کنش متقابل این پرفشار با دو کم‌فارس شمالی و جنوبی خود است. در سال‌هایی که زمستان آن دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان فراغیر بوده‌اند، مشاهده می‌شود که کم‌فارس جنب قطبی دارای حداقل فعالیت خود می‌باشد که این حداقل فعالیت به صورت گسترش مداری نه نصف النهاری خود را نشان می‌دهد؛ پس پرفشار سبیری مقداری تمایل به عرض‌های شمالی پیدا می‌کند، لذا در این شرایط فرصتی برای تشکیل یک کم‌فارس موضعی بر روی دریای مدیترانه فراهم می‌شود؛ بنابراین متعاقب این تمایل رو به شمال پرفشار سبیری و هم‌چنین تشکیل یک کم‌فارس موضعی بر روی دریای مدیترانه، زبانه کم‌فارس موسومی سودان قدرت یافته و به حداقل گسترش نصف النهاری خود می‌رسد و با کم‌فارسی که بر روی دریای مدیترانه واقع شده است، مزدوج می‌شود که نتیجه‌ی آن تزریق رطوبت و گرمای بیشتر بر روی نیمه‌ی غربی ایران است. اما در زمستان‌های دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان مشاهده می‌شود که هر چند شدت کانون کم‌فارس جنب قطبی مقداری تضعیف می‌شود، اما گسترش مداری آن اندکی به سمت عرض‌های جنوبی تر بیشتر است که باعث جابه‌جایی بیشتر زبانه پرفشار سبیری به سمت عرض‌های جنوبی تر و متعاقب آن استقرار زبانه پرفشار بر روی دریای مدیترانه و هم‌چنین عقب‌نشینی زبانه‌ی کم‌فارس سودانی به عرض‌های پایین‌تر است.

با آغاز فصل بهار و گرم‌تر شدن نیمکره‌ی شمالی اکثر سیستم‌های گردش جوی در قالب مراکز کم‌فارس و پرفشار دارای تغییرات مکانی نصف النهاری و مداری می‌شوند. در این فصل پرفشار سبیری تضعیف شده و زبانه‌ی غربی آن دارای حداقل گسترش مکانی خود می‌شود. اما باز همان کنش متقابل بین سه سامانه‌ی ذکر شده در بالا در این فصل نیز حکم‌فرما می‌باشد (شکل ۴(ه) و (و)). لذا در این فصل یخ‌بندان‌های فراغیر بسیار کم مشاهده می‌شود و بیشتر یخ‌بندان‌ها در قالب یخ‌بندان‌های نیمه‌فراغیر یا جزئی بوده‌اند.





شکل ۴: نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا (میلی بار) برای نمونه سال‌ها و فصل‌های دارای حداقل (سمت چپ پانل) و حداقل فراوانی (سمت راست پانل) روزهای دارای یخ‌بندان‌های فراغیر: پاییز ۱۹۶۲ و ۱۹۶۸ (الف)-(ب)، زمستان ۱۹۹۹-۱۹۸۰ (ج)-(د)، بهار ۱۹۸۵ و ۱۹۸۶ (و) و سالانه ۱۹۸۳-۱۹۸۲ و ۱۹۹۸-۱۹۹۹ (ز)-(ح). منحنی هم‌فشار ۱۰۱۸ به عنوان مرز بیرونی سامانه‌ی پرفشار سیبری و منحنی هم‌فشار ۱۰۱۲ به عنوان مرز بیرونی سامانه‌ی کم‌فشار جنوب قطبی (کم‌فشار ایسلند) در نظر گرفته شده است. هر دو سامانه با رنگ تیره در نقشه‌ها مشخص شده‌اند.

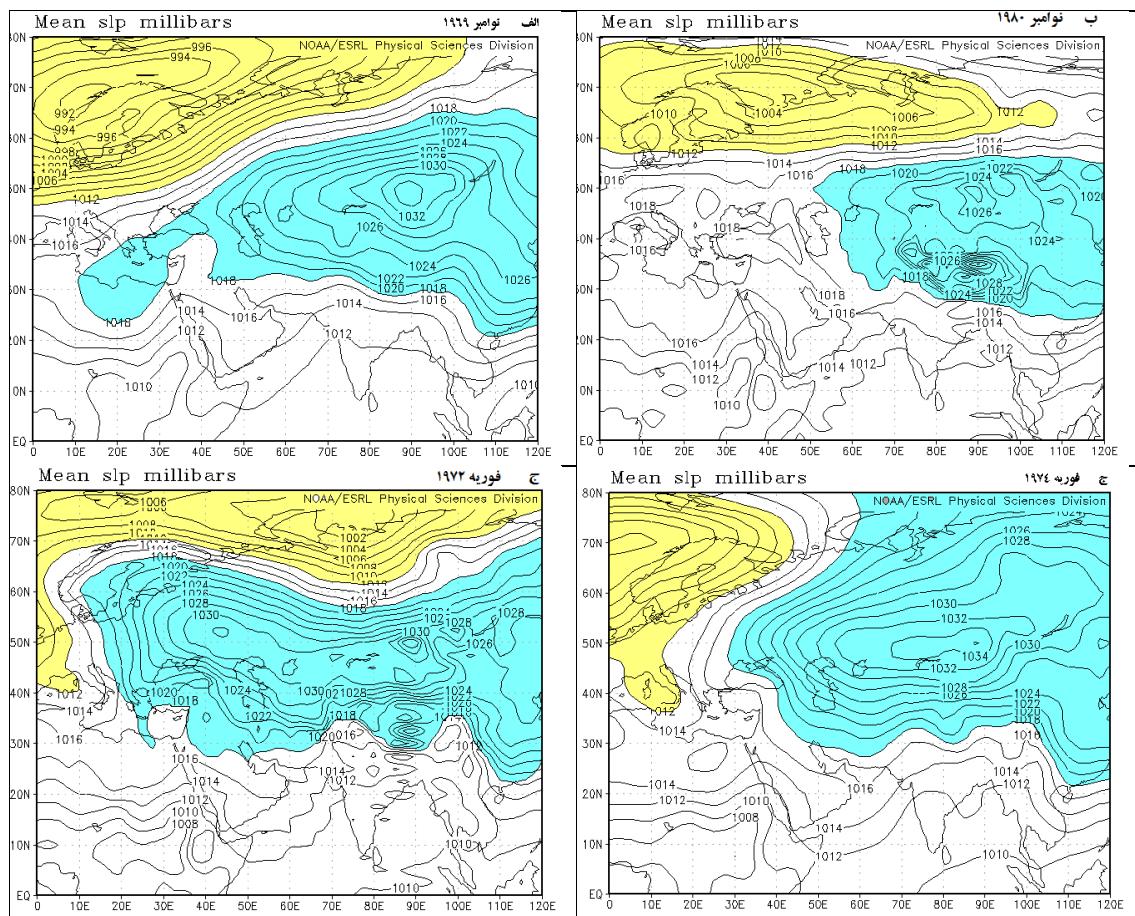
### ۲-۳- تحلیل ماهانه‌ی میانگین گردش آتمسفری موجود یخ‌بندان‌های فراغیر

در تحلیل‌های ماهانه‌ی میانگین گردش آتمسفری نیز ابتدا برای هر کدام از ماه‌های مورد مطالعه، دو پارامتر دمای هوای رطوبت ویژه مورد بررسی قرار گرفتند. در مورد دمای هوای الگوهای ماهانه از اکتبر تا آوریل (نشان داده‌اند) حاکی از همسان بودن الگوهای این ماه با الگوهای سالانه و فصلی هستند (نشان داده شده در شکل شماره‌ی (الف) - (ب)). در مورد رطوبت ویژه نیز تجزیه و تحلیل‌های ما به ما هیچ تغییری را با الگوهای سالانه و فصلی نشان نمی‌دهد (الف) - (ج) - (د)); یعنی کل ایران برای ماه‌های با حداقل روزهای یخ‌بندان، دما و رطوبت ویژه بیشتری نسبت به ماه‌های با حداقل روزهای یخ‌بندان دارند. لذا جهت رعایت اختصار از آوردن نقشه‌های آن‌ها اجتناب گردیده است.

شکل ۵ نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا را برای دو نمونه ماه نوامبر و فوریه که دارای حداقل و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان فراغیر بوده‌اند را نشان می‌دهد. در نوامبر ۱۹۶۹ که دارای حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان بوده است، مشاهده می‌شود که سامانه‌ی پرفشار سیبری با کانون مرکزی حدود ۱۰۳۸ میلی بار در حد فاصل دو دریاچه‌ی بایکال و بالخاش به‌طور کامل شکل گرفته و زبانه‌ی غربی آن تا دریای مدیترانه و دریای سیاه گسترش یافته است. در نقطه‌ی مقابل این سامانه پرفشار، سامانه کم‌فشار جنوب قطبی (کم‌فشار ایسلند) نیز با کانون مرکزی ۹۹۲ میلی بار تقویت و دارای حداقل گسترش مکانی مداری و نصف‌النهاری خود در این ماه شده است. در کنش متقابل بین این دو سامانه، سامانه‌ی پرفشار سیبری ناچار به گسترش زبانه‌ی غربی خود به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر است؛ همزمان با این جایه‌جایی سامانه کم‌فشار موسمی سودان نیز به دلیل استقرار زبانه‌ی پرفشار بر روی دریای مدیترانه از گسترش نصف‌النهاری آن کاسته می‌شود و شرایط برای وقوع حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان فراغیر در این ماه فراهم می‌شود (شکل (الف)) که همانگ با الگوهای سالانه و فصلی نیز می‌باشد. اما در نوامبر ۱۹۸۰ که دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر بوده است، شرایط همدیدی بسیار متقاوت‌تری مشاهده می‌شود؛ به‌طوری که هر دو سامانه‌ی پرفشار سیبری و کم‌فشار جنوب قطبی هنوز به صورت کامل شکل نگرفته‌اند، بنابراین داری حداقل گسترش مکانی مداری و نصف‌النهاری نیز می‌باشند. در نوامبر ۱۹۸۰ یک کم‌فشار موضعی بر روی دریای مدیترانه شکل گرفته است که با زبانه‌ی تقویت شده سامانه‌ی کم‌فشار موسمی سودان ترکیب شده و شرایط را برای ورود بیشتر رطوبت به ایران فراهم کرده که نتیجه‌ی آن وقوع حداقلی روزهای دارای یخ‌بندان‌های فراغیر در این ماه بوده است (شکل (ب)).

همچنین در ماه فوریه ۱۹۷۲ که دارای حداکثر فراوانی روزهای یخبندان فراگیر بوده است، مشاهده می‌شود که دو سامانه‌ی اثرگذار در ایجاد شرایط حداکثری، یعنی سامانه‌ی پرفشار سیبری و کم‌پوشان جنوب قطبی دارای حداکثر شدت کانون مرکزی خود هستند و زبانه‌ی غربی پرفشار سیبری نیز تا نیمه‌ی شرقی دریای مدیترانه خود را کشیده است و باعث استقرار یک سیستم پرفشار بر روی دریای مدیترانه شده است. علاوه بر این، سامانه‌ی کم‌پوشان موسمی سودان نیز در وضعیت حداقلی گسترش نصف‌النهاری زبانه‌ی خود می‌باشد (شکل ۵ (ج)).

اما در شرایط حداقلی این ماه در سال ۱۹۷۴ مشاهده می‌شود که کانون مرکزی کم‌پوشان جنوب قطبی به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر سوق پیدا کرده و کانون مرکزی آن تقریباً نقطه‌ی مقابل کانون مرکزی سامانه‌ی پرفشار سیبری واقع شده است که در این شرایط باعث عدم گسترش زبانه‌ی غربی سامانه‌ی پرفشار سیبری می‌شود. در این شرایط بر روی دریای مدیترانه زبانه‌ی کم‌پوشان جنوب قطبی مستقر می‌شود و با توجه به گسترش زبانه‌ی کم‌پوشان موسمی سودان شرایط برای وقوع شرایط حداقلی فراهم می‌شود (شکل ۵ (د)). دیگر ماه‌های مورد مطالعه همچون دسامبر و ژانویه با الگوی تشریح شده برای ماه فوریه و همچنین الگوی فصل زمستان (شکل (ج) و (د)) و مارس و آوریل با الگوی فصل بهار (شکل ۴ (ه) و (و)) مشابه است که از تشریح دوباره‌ی آن‌ها صرف نظر شده است.



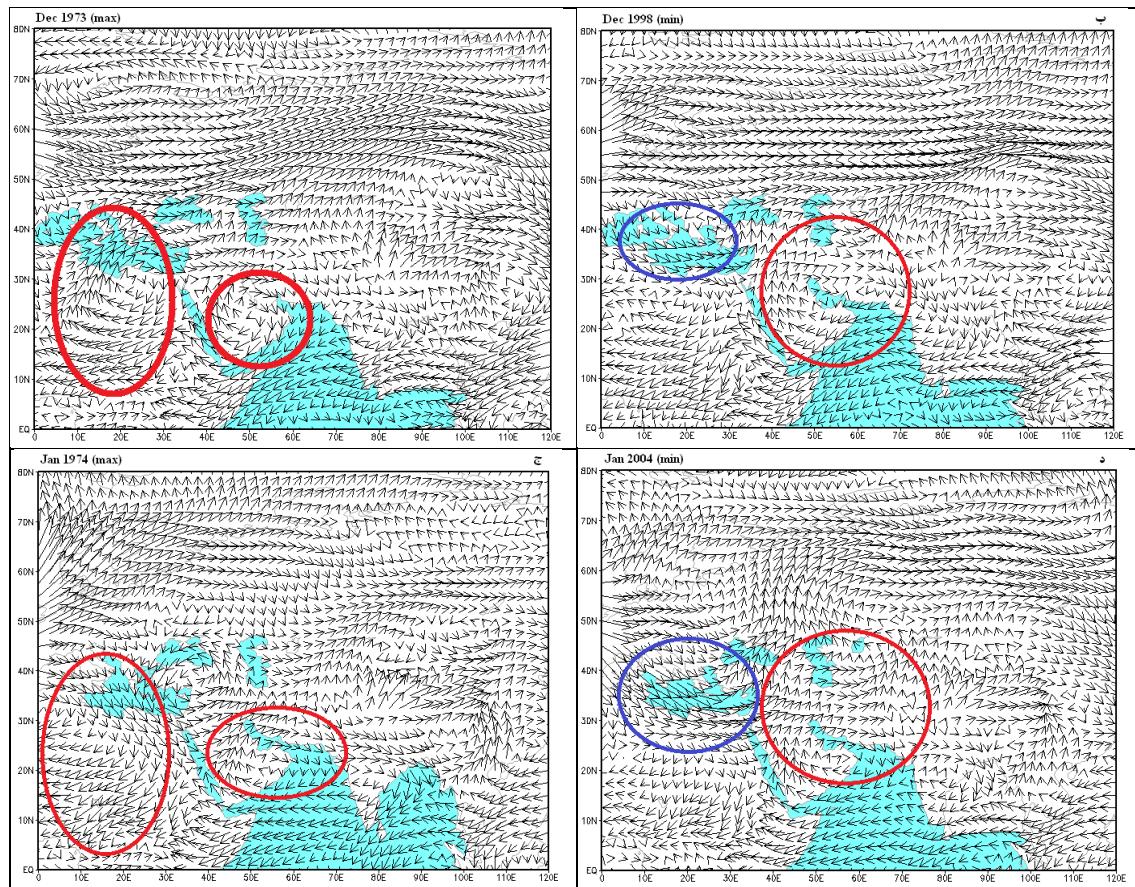
شکل ۵: نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا (میلی‌بار) برای دو نمونه ماه نوامبر ۱۹۶۶ و ۱۹۸۸ (الف)-(ب) و فوریه ۱۹۶۶ (ج)-(د) دارای حداکثر (سمت چپ پانل) و حداقل فراوانی (سمت راست پانل) روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر. دو سامانه‌ی پرفشار سیبری و کم‌پوشان جنوب قطبی با رنگ تیره مشخص شده است. خط کنتور ۱۰۱۸ برای تعیین مرز بیرونی پرفشار سیبری و خط کنتور ۱۰۱۲ برای تعیین مرز بیرونی کم‌پوشان جنوب قطبی انتخاب شده‌اند.

همچنین با ملاحظه‌های میانگین ماهانه بردار باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای حداکثر وقوع روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر مشاهده شد که در ماه دسامبر ۱۹۷۳ بر روی دریای مدیترانه و نیمه‌ی شرقی شمال آفریقا یک گردش واچرخندی قوی حاکم است که باعث وزش بادهایی با جهت جنوب غربی بر روی نیمه‌ی غربی دریای مدیترانه می‌شود. سیستم واچرخندی مستقر بر روی اقیانوس هند نیز که از طریق زبانه‌ی شمالی کم‌فشار موسمی سودان رطوبت را بر روی خاورمیانه و به خصوص ایران تزریق می‌کند، فقط تا شمال سواحل جنوبی خلیج فارس گسترش یافته است. با چنین شرایط همدیدی میزان رطوبت وارد به جو ایران به حداقل مقدار خود در این ماه می‌رسد که نتیجه‌ی آن هم چیزی جزء داشتن جوی سرددتر در این ماه نخواهد بود (شکل ۶ (الف)). اما در شرایط حداقلی روزهای دارای یخ‌بندان‌های فراغیر در این ماه (۱۹۹۸) مشاهده می‌شود که یک سیستم چرخندی، جای خود را به سیستم واچرخندی روی دریای مدیترانه داده و همچنین سیستم چرخندی مستقر بر روی اقیانوس هند نیز دارای حداکثر گسترش مکانی خود شده و زبانه‌ی شمالی کم‌فشار موسمی سودان تا نیمه‌ی جنوبی دریای خزر نفوذ کرده و با چرخند روی دریای مدیترانه ترکیب و شرایط را برای داشتن جوی مرطوب‌تر و گرم‌تر بر روی ایران فراهم نموده‌اند (شکل ۶ (ب)).

در ماه ژانویه ۱۹۷۴ که دارای حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان فراغیر بوده است، مشاهده می‌شود که بردار باد بر روی دریای مدیترانه دارای گردش واچرخندی است؛ اما گستردگی مکانی این واچرخند بسیار بیشتر از گستردگی مکانی واچرخند ماه دسامبر می‌باشد. لذا همین گستردگی مکانی باعث شده است که دریای مدیترانه در قسمت شرقی این واچرخند واقع شود؛ بنابراین جهت باد بر روی دریای مدیترانه دارای جهت شمال غربی است. همچنین گردش واچرخندی مستقر بر روی اقیانوس هند نیز که با زبانه‌ی شمالی کم‌فشار موسمی سودان بر روی دریای سرخ ترکیب شده است، دارای حداقل گسترش مکانی خود بوده و تا شمال سواحل جنوبی خلیج فارس بیشتر گسترش نیافتهد. در حد فاصل دریای خزر و شرق مدیترانه نیز یک گردش چرخندی کوچک نیز قابل مشاهده است. مجموع این شرایط دست به دست هم داده و باعث می‌شود که ژانویه‌هایی با حداکثر فراوانی روزهای یخ‌بندان فراغیر بر روی ایران به وجود آید (شکل ۶ (ج)).

اما نقشه‌ی میانگین بردار باد در ژانویه‌ی ۲۰۰۴ با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر نشان می‌دهد که بر روی دریای مدیترانه یک گردش چرخندی با گسترش مکانی کم و بر روی اقیانوس هند هم یک گردش واچرخندی گستردۀ واقع شده‌اند. زبانه‌ی شمالی سامانه کم‌فشار موسمی سودان که با جریانات جنوب شرقی واچرخند اقیانوس هند بر روی دریای سرخ با یکدیگر ترکیب می‌شوند دارای حداقل گسترش نصف‌النهاری خود شده و تا شمال دریای خزر امتداد می‌یابند. این وضعیت یعنی وقوع حداقل فراوانی روزهای یخ‌بندان در ماه ژانویه در ایران است. الگوهای تشریح شده در بالا انتطبق کاملی با الگوهای فصلی و سالانه نیز دارد که جهت رعایت اختصار از آوردن آن‌ها در قسمت مربوط به تشریح الگوهای فصلی و سالانه صرف‌نظر شد. همچنین این الگوهای بردار باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال با الگوهای میانگین فشار سطح دریا در دوره‌های مورد مطالعه همانگ هستند (شکل‌های ۳ و ۵).

در ماه‌های نوامبر، فوریه، مارس و آوریل نیز نقشه‌های میانگین ماهانه بردار باد با کمی تفاوت حاکی از شبیه بودن الگوهای این ماه‌ها با الگوهای دو ماه دسامبر و ژانویه است.



شکل ۶: نقشه‌های میانگین ماهانه باد برداری در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ماههای دسامبر ۱۹۷۳ و ۱۹۹۸ (الف) و (ب) و ژانویه ۱۹۷۴ و ۲۰۰۴ (ج) و (د). قسمت چپ پانل ماههای دارای حداکثر و قسمت سمت راست ماههای دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر است.

رودبادها با توجه به حرکات عمودی هوا که در زیر آن‌ها صورت می‌گیرد، آن‌ها را به یکی از مهم‌ترین عارضه‌های همدیدی سطوح فوقانی جو تبدیل کرده است. نقشه‌های میانگین ماهانه سرعت رودبادها در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکالی حاکی از رفتارهای متفاوتی هم از لحظه گسترش نصف‌النهاری و هم از لحظه سرعت هسته‌های مرکزی آن‌ها در ماههای دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر بوده‌اند.

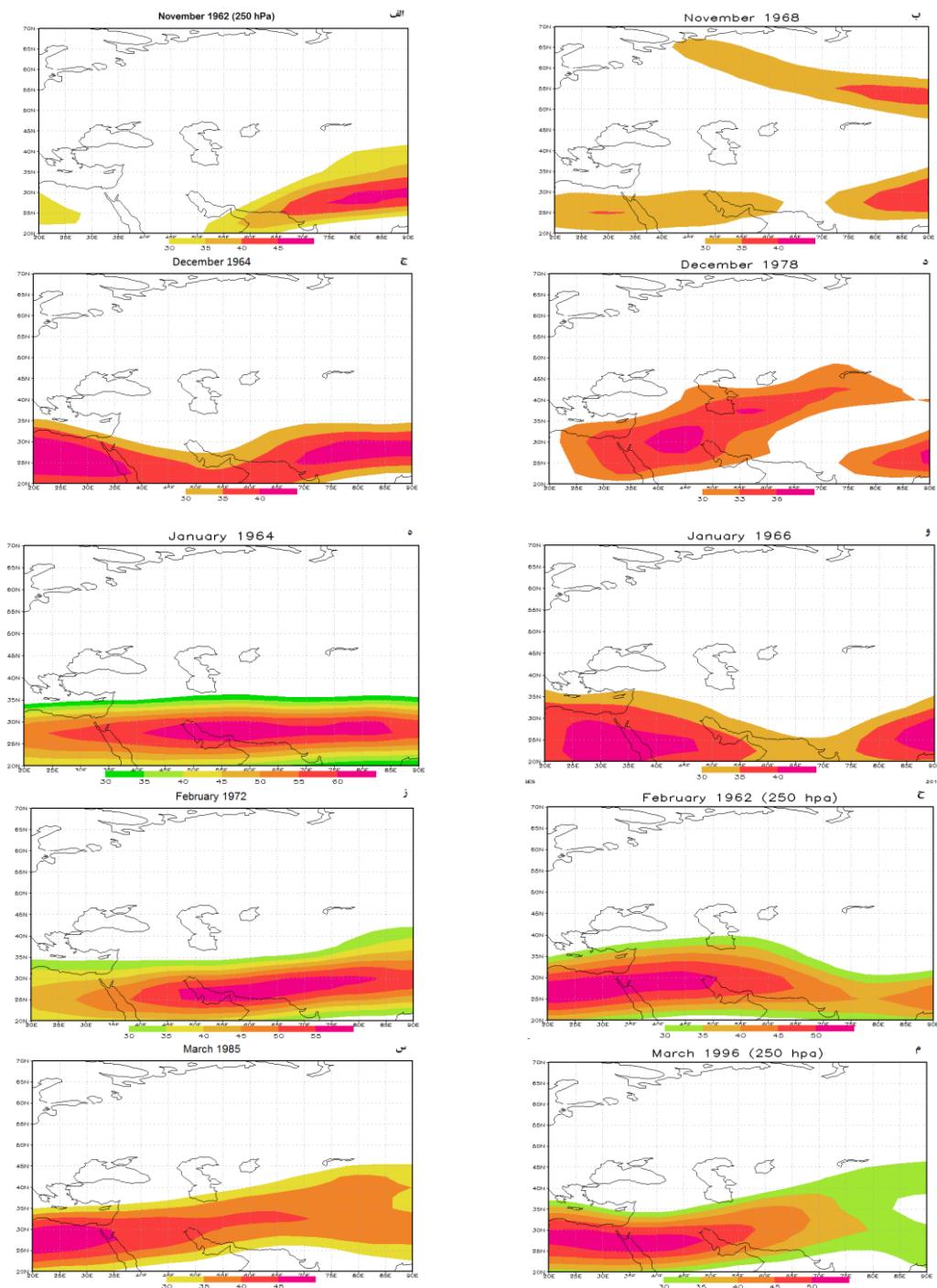
در ماههای نوامبر حداکثری، این هسته‌های سرعت بر روی فضای ایران در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکالی مشاهده نمی‌شوند و اگر هم مشاهده شوند، تنها بخش‌های بسیار کوچکی از ایران را آن هم در نیمه‌ی جنوبی دربر می‌گیرند، در حالی که برای ماههای نوامبر حداقلی، این هسته‌ها به خصوص در نیمه‌ی جنوبی کشور به کرات قابل مشاهده هستند (شکل ۷ (الف) و (ب)) و حتی در بعضی از سال‌ها همچون ۱۹۷۰، ۱۹۸۳، ۱۹۸۴ و ۱۹۹۴ سرتاسر ایران را پوشش می‌دهند (نقشه‌های آن‌ها آورده نشده است).

در ماههای دسامبری که حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر در آن‌ها ثبت شده‌اند، مشاهده می‌شود که هسته‌های رودباد به صورت نوار باریکی فقط نیمه‌ی جنوبی ایران را طی می‌کنند (شکل ۷ (ج)) در حالی که در شرایط حداقلی آن‌ها در این ماه شاهد هستیم که این نوار سرتاسر ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد (شکل ۷ (د)). مقایسه‌ی سرعت هسته‌های مرکزی آن‌ها بر روی ایران نیز نشان می‌دهد که در شرایط حداقلی سرعت رودبادها در ایران بیشتر از شرایط حداكثری روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بوده است.

در ماه ژانویه رفتار مکانی رودبادها بر روی ایران بسیار متفاوت‌تر از دو ماه نوامبر و دسامبر می‌باشند. در این ماه که سرددترین ماه ایران نیز به شمار می‌آید، گسترش امواج غربی به حداکثر گسترش مکانی خود بر روی ایران رسیده و حتی

نوار جنوبی را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند. لذا با توجه به ماهیت اقلیمی این ماه و نفوذ توده‌ی هواهای سرد از جانب شمال، شمال شرق و شمال غرب به ایران شاهد بیشترین فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر در ایران هستیم. به طوریکه با توجه به جدول ۱ مشاهده می‌کنیم که از ۴۳ سال مورد مطالعه، تنها ۸ سال آن دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر بوده‌اند. با این توضیحات در ماه‌های ژانویه حداکثری، نوار رودبادها سرتاسر ایران را در بر می‌گیرند و دارای سرعت بیشتری نیز می‌باشد؛ به طوری که هسته‌ی سرعت این رودباد بر روی سواحل خلیج فارس واقع شده است (شکل ۷ (ه)), اما در ماه‌های ژانویه حداقلی، تمام گستره‌ی ایران تحت سیطره‌ی رودبادها نمی‌باشند. هم‌چنین سرعت هسته‌ی این رودبادها بر روی ایران نیز در مقایسه با شرایط حداکثری آن کاهش پیدا کرده است (شکل ۷ (و)). لذا جهت درک بهتر جریانات رودباد و اثرات آن بر روی ایران در این ماه، نقشه‌های رودباد سطح ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ نیز ترسیم گردیدند (در اینجا آورده نشده‌اند). بر اساس این نقشه‌ها مشاهده شد که در ماه‌های حداکثری، این هسته‌های رودباد تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز قابل مشاهده هستند؛ به عبارت دیگر می‌توان گفت که رودباد جنوب حاره و رودباد جنوب قطبی در ماه‌های ژانویه حداکثری بر هم‌دیگر منطبق می‌شوند که نتیجه‌ی آن ایجاد یک جوّ بارولکنیک و فراهم نمودن شرایط دینامیکی برای ورود توده‌ی هواهای سرد بر روی ایران است، اما در ماه‌های ژانویه حداکثری مشاهده شد که این هسته‌های سرعت تنها تا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال وجود دارند و در دو سطح ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی اثری از آن‌ها مشاهده نمی‌شود.

در ماه فوریه، شرایط رفتاری رودبادها مقداری به شرایط دو ماه نوامبر و دسامبر شبیه‌تر می‌شود؛ به طوری که در ماه‌های فوریه‌ای که حداکثر روزهای همراه با یخ‌بندان‌های فراغیر داشته‌اند، رودبادها بر نیمه‌ی جنوبی ایران بیشتر مستقر هستند (شکل ۷ (ز)), در حالی که در شرایط حداقلی بر کل ایران مستقر هستند (شکل ۷ (ح)). علاوه بر این میانگین ماهانه‌ی سرعت هسته‌های مرکزی رودبادها در ماه‌های فوریه حداکثری بیشتر از ماه‌های فوریه حداکثری است. در ماه مارس که شاید آخرین ماه سردسال در ایران می‌باشد، مشاهده می‌شود که در هر دو شرایط حداکثری و حداقلی، رودباد بر کل ایران مستقر می‌باشد، اما با این تفاوت که در شرایط حداقلی، میانگین ماهانه‌ی سرعت رودبادها بر روی ایران بیشتر از شرایط حداکثری آن می‌باشد (شکل ۷ (س) و (م)). نکته‌ی مهم دیگری که در این ماه حائز توجه بوده، این است که در شرایط حداقلی هسته‌های رودباد تا سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال قابل مشاهده هستند که نتیجه‌ی آن می‌تواند ورود بیشتر سیستم‌های باران‌زا و ایجاد شرایط بارولکنیک بر روی ایران باشد؛ در حالی که در شرایط حداکثری، این هسته‌ها فقط تا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکالی رؤیت شده‌اند.



شکل ۷: نقشه‌های رودباد برای نمونه ماه‌های دارای حداقل فراوانی (سمت چپ پانل) و حداقل فراوانی (سمت راست پانل) روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر: نوامبر ۱۹۶۲ و ۱۹۶۸ (الف)-(ب)، دسامبر ۱۹۶۴ و ۱۹۷۸ (ج)-(د)، زانویه ۱۹۶۴ و ۱۹۶۶ (ه)-(و)، فوریه ۱۹۶۲ و ۱۹۷۲ (ز)-(ح)، مارس ۱۹۸۵ و ۱۹۹۶ (س)-(م)

#### ۴- نتیجه‌گیری

در این مطالعه بر اساس یک معیار مکانی روزهای وقوع یخندهانها به سه گروه: یخندهانهای فراگیر، نیمه‌فراگیر و محلی تقسیم‌بندی شدند. سپس ماهها، فصلها و سالهایی که یک واحد انحراف معیار پایین‌تر و یا بالاتر از میانگین بلندمدت بودند، انتخاب شدند. میانگین الگوهای گردشی برای سالها، فصلها و ماههایی که دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای همراه با یخندهانهای فراگیر بودند، مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که میانگین دمای سطح زمین در دوره‌های دارای حداکثر فراوانی روزهای یخندهان، کمتر از دوره‌های دارای حداقل فراوانی روزهای یخندهان بوده است. همچنین برای رطوبت ویژه نیز مشاهده شد که برای دوره‌های دارای حداکثر فراوانی روزهای یخندهان، ظرفیت رطوبتی جو، کمتر از دوره‌های دارای حداقل فراوانی روزهای یخندهان در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده است.

بررسی میانگین الگوهای گردشی فشار سطح دریا نیز نشان داد که آرایش مکانی سامانه‌ی پرفشار سبیری و کنش‌های متقابل آن با دو سامانه‌ی کم‌فشار جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) و کم‌فشار موسمی سودان، مهم‌ترین بازیگران فشاری در وقوع حداکثر و حداقل فراوانی روزهای یخندهانهای فراگیر در ایران می‌باشند. در دوره‌های همراه با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخندهانهای فراگیر مشاهده شد که تقویت و گسترش نصف‌النهاری کم‌فشار جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) باعث جابه‌جایی زبانه‌ی غربی گسترش یافته‌ی پرفشار سبیری به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر شده است. این جابه‌جایی باعث استقرار یک پرفشار موضعی بر روی دریای مدیترانه می‌شود که گردش واخرخندی این پرفشار علاوه بر ریزش هوای سرد بر روی نیمه‌ی غربی ایران باعث عقب راندن زبانه‌ی نصف‌النهاری کم‌فشار موسمی سودان به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود که نتیجه‌ی آن چیزی جزء کاهش رطوبت و دما بر روی نیمه‌ی غربی ایران نیست. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز بردار باد حاکی از یک گردش واخرخندی بر روی دریای مدیترانه می‌باشد.

اما در دوره‌های با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخندهانهای فراگیر شرایطی بر عکس دوره‌های حداکثری مشاهده می‌شود. بدین ترتیب که با تضعیف کم‌فشار جنب قطبی و متعاقب آن کاهش گستردگی مکانی مداری و نصف‌النهاری آن، پرفشار سبیری میل بیشتری به گسترش نصف‌النهاری در جهت شمالی کانون مرکزی خود پیدا می‌کند و از گستردگی زبانه‌ی غربی این سامانه‌ی پرفشار کاسته می‌شود. در نتیجه یک کم‌فشار موضعی بر روی دریای مدیترانه مستقر می‌شود. تحت چنین شرایطی، شاهد نفوذ بیشتر زبانه‌ی کم‌فشار موسمی سودان از طریق دریای سرخ به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر است.؛ لذا نفوذ این زبانه و ترکیب آن با کم‌فشار روى دریای مدیترانه، باعث افزایش دما و همچنین رطوبت در جنوب، غرب و شمال غرب ایران می‌شود که این وضعیت تعديل شرایط اقلیمی سرد بر روی نیمه‌ی غربی ایران را به همراه دارد که با گردش چرخندی بردار باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز هماهنگ می‌باشد.

در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال نیز سرعت و موقعیت رودبار باد حاکی از تضعیف سرعت آن بر روی ایران در زمان حداکثری روزهای همراه با یخندهانهای فراگیر و تقویت سرعت آن در زمان حداقلی روزهای همراه با یخندهانهای فراگیر ایران دارد.

#### ۵- منابع

- براتی، غلامرضا (۱۳۷۵). طراحی و پیش‌بینی الگوهای سینوپتیک یخندهانهای بهاره ایران، رساله‌ی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده‌ی علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، صص ۱-۲۱۳.
- شبانکاری، مهران (۱۳۸۷). بررسی اثر پرفشار سبیری بر بارش و دمای ایران، رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی- اقلیم‌شناسی، دانشکده‌ی علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.
- عزیزی، قاسم (۱۳۸۳). ارزیابی سینوپتیکی یخندهانهای فراگیر بهاری در نیمه‌ی غربی ایران، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، شماره‌ی ۱، شماره‌ی پیاپی ۳۲، بهار، صص ۹۹-۱۱۶.

۴. عزیزی، قاسم، یوسفی، حسن (۱۳۸۴). زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، دوره‌ی ۹، شماره‌ی ۴، صص ۲۱۳-۱۹۳.
۵. عزیزی، قاسم، طبیه اکبری، محمود داوودی، اکبری، مهری (۱۳۸۸). تحلیل همدیدی موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۷۰، صص ۱-۱۹.
۶. علیجانی، بهلول و غلامرضا براتی (۱۳۷۵). تحلیل سینوپتیک یخبندان فوردها ۱۳۶۶، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۴۰، صص ۱۳۵-۱۲۱.
۷. علیجانی، بهلول، هوشیار، محمود (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرمای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۱-۱۶.
۸. علیجانی، بهلول، پیمان محمودی، بخش ریگی چاهی، الهه، خسروی، پرویز (۱۳۸۹). بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران با استفاده از زنجیره‌ی مارکوف، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۷۳، صص ۲۰-۱.
۹. فتاحی، ابراهیم، صالحی پاک، تهمینه (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه‌ی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۳، صص ۱۳۶-۱۲۷.
۱۰. لشکری، حسن (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فرآگیر ۱۳۸۲ در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۶۶، صص ۱-۱۸.
۱۱. لشکری، حسن، کیخسروی، قاسم (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای ۱۵-۸ دیماه ۱۳۸۵ در ایران، برنامه‌ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)، شماره ۱۴ (۱) (پیاپی ۶۵)، صص ۱۷۷-۱۵۱.
۱۲. محمودی، پیمان، محمود خسروی، سید ابوالفضل مسعودیان علیجانی، بهلول (در نوبت چاپ). اطلس اقلیم‌شناسی ویژگی‌های آماری یخبندان‌های ایران، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی.
۱۳. مسعودیان، سید ابوالفضل، دارند، محمد (۱۳۹۰). تحلیل همدید سرمای فرین ایران، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۲، صص ۱۶۵-۱۸۵.
۱۴. یارنال، بارت (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، مترجم: دکتر سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۵). انتشارات دانشگاه اصفهان.
15. Bosart, L. F., J. J. Nocera, and D. J. Knight (2000). Numerical simulation studies of South America cold air damming: a physical interpretation and assessment, In Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, AMS, pp 362-363.
16. Fortune, M. A., and V. E. Kousky (1983). Two severe freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution. *Monthly Weather Review*, Volume 111, pp 181-196.
17. Garreaud, R. D., (1999). Cold air incursions over subtropical and tropical South America: a numerical case study. *Monthly Weather Review*, Volume 122, pp 2823-2853.
18. Garreaud, R. D., (2000). Cold air incursions over subtropical and tropical South America: mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, Volume 128, pp 2544-2559.
19. Marengo, J. A., A. Cornejo, P. Satyamurty, C. Nobre, and W. Sea (1997 b). Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. *Monthly Weather Review*, Volume 125, pp 2759-2786.
20. Marengo, J. A., C. Nobre, and A. Culf (1997 a). Climate impacts of the ‘Friagens’ in forested and deforested regions in Amazon Basin. *Journal of Applied Meteorology*, Volume 36, pp 1553-1566.
21. Marengo, J. A., T. Ambrizzi, G. Kiladis, and B. Liebmann (2002). Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical-subtropical South America leading to freezes in southern and southeastern Brazil. *Theoretical and Applied Meteorology*, Volume 73, pp 223-242.
22. Muller, G. V (2007). Patterns leading to extreme events in Argentina: partial and generalized frosts. *International journal of climatology*, Volume 27, pp 1373-1387.

23. Muller, G. V., and T. Ambrizzi (2007). Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. *Climate Dynamic*, Volume 29, pp 633-645.
24. Muller, G. V., M. N. Nunez., and M. E. Seluchi (2000). Relationship between ENSO cycles and frost events within the Pampa Humeda region. *International journal of climatology*, Volume 20, pp 1619-1637.
25. Muller, G. V., R. H. Campagnucci, M. N. Nunez., and M. A. Salles (2003). Surface circulation associated with frost in the wet Pampas. *International journal of climatology*, Volume 23, pp 943-961.
26. Muller, G. V., T. Ambrizzi, and M. N. Nunez (2005). Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern South America. *Theoretical and Applied climatology*, Volume 82, pp 95-112.
27. Pereyra D., B. Palma., I. Zitacuaro. (1992). Correlation between northern of Gulf of Mexico and frosts at Las Vigas, Veracruz, Mexico. *Atmosfera*, Volume 005, Number 002, pp 109-118.
28. Pezza AB, Ambrizzi T. 2005. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types cold surges over tropical South America. *International Journal of Climatology*, Volume 25, pp 215-241.
29. Vera, C. S., and P. K. Vigliarolo (2000). A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. *Monthly Weather Review*, Volume 128, pp 3-24.