

میانگین گردش جوّی منجر به یخبندان‌های 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 یخبندان‌های 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، یخبندان‌ها به سه گروه: یخبندان‌های جزئی (کمتر از ۲۵ درصد از مساحت ایران)، یخبندان‌های نیمه‌فراگیر (بین ۲۵ تا ۶۵ درصد) و یخبندان‌های 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 یخبندان‌های فراگیر بودند، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که در دوره‌های همراه با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر، تقویت و گسترش نصف‌النهاری کم‌فشار جنب قطبی باعث جابه‌جایی زبانه‌ی غربی پرفشار سیبری به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود. این جابه‌جایی باعث استقرار یک پرفشار موضعی بر روی دریای مدیترانه می‌شود که گردش واچرخندی 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 جز کاهش رطوبت و دما بر روی نیمه‌ی غربی ایران نیست. اما در دوره‌های با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر شرایطی بر عکس دوره‌های حداکثری مشاهده می‌شود؛ بدین ترتیب که با تضعیف کم‌فشار جنب قطبی، پرفشار سیبری 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.

کلمات کلیدی: ایران، یخبندان فراگیر، تحلیل هم‌دید، کم‌فشار جنب قطبی، پرفشار سیبری، کم‌فشار

موسمی سودان.

۱- مقدمه

وقوع یخبندان‌ها، 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: ۱-۲۰). یخبندان‌ها معمولاً با جابه‌جایی و حرکت واچرخندهای سرد از عرض‌های شمالی به ایران در ارتباط هستند. دامنه‌ی وسیعی از ویژگی‌های هم‌دیدگی 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 هم‌دیدگی جریان‌ات سرد، امواج سرد و طغیان‌های قطبی را در گوشه و کنار جهان مورد توجه قرار داده‌اند. به‌طوری‌که مارنگو^۱ و همکاران (۱۹۹۷) اثرات اقلیمی جریان‌ات سرد بر روی حوزه‌ی آبریز آمازون را برای دوره‌ی ۱۹۸۳-۹۶ تحلیل و ورا و ویگلیارولو^۲ (۲۰۰۰) نیز ساختار و سیر تکاملی امواج زمستانی وارد شده به آمریکای جنوبی را مورد توجه قرار داده‌اند. عزیززی 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^۳ (۲۰۰۰) مکانیسم‌های دخیل در پیشروی هوای سرد به سمت استوا و نقش توپوگرافی و واداشت‌های بزرگ‌مقیاس در گسترش هوای سرد بر روی آمریکای جنوبی جنب حاره‌ای را تحلیل کرده‌اند. مارنگو و همکاران (۲۰۰۲) ویژگی‌های جریان‌ات سرد زمستانی در نواحی حاره - جنب حاره‌ای را که به یخبندان‌های جنوب و جنوب شرق برزیل منتهی می‌شود، تعیین کرده‌اند. شبانکاری (۱۳۸۷) اثر پرفشار سیبری بر روی دما و بارش ایران را بررسی کرده است. پیزا و آمبریزی^۴ (۲۰۰۵) نیز شرایط دینامیکی و هم‌دیدگی مسیرهایی را که امواج هوای سرد در آمریکای جنوبی طی می‌کنند، بررسی کرده‌اند. مسعودیان و دارند (۱۳۹۰) نیز الگوهای فشار تراز دریای سرماهای فرین ایران را مورد بررسی قرار داده‌اند.

برخی از مطالعات نیز تحلیلی‌های دقیق‌تری از رخداد‌های منحصر به فرد را ارائه کرده‌اند. فورچون و کوسکی^۵ (۱۹۸۳) تحولات هم‌دیدگی منجر به دو یخبندان شدید در می ۱۹۷۹ و ژولای ۱۹۸۱ را در برزیل بررسی کرده‌اند. لشکری (۱۳۸۷) جنبه‌های هم‌دیدگی 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 هم‌دیدگی 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) جنبه‌های سینوپتیکی و دینامیکی سرمای شدید ۲۷-۲۳ ژوئن ۱۹۹۴ را مورد بحث قرار دادند و گاریئود (۱۹۹۹) یک شبیه‌سازی عددی میان مقیاس را برای دوره‌ی چهارروزه ۱۵-۱۲ می ۱۹۹۳ اجرا کردند. رخداد مانع هوای سرد ۱۰-۶ ژولای ۱۹۹۴ نیز توسط بوسارت^۶ و همکاران (۲۰۰۰) به صورت عددی شبیه‌سازی شد. عزیززی و همکاران (۱۳۸۸) ویژگی‌های هم‌دیدگی یک سامانه‌ی بندالی زوجی را که مسبب سرمای غیرمعمول ژانویه ۲۰۰۸ شده بود، مورد توجه قرار داده‌اند. در این مجموعه از تحقیقات، رشد و تکامل گردش‌های جوئی و متغیرهای هواشناسی مختلف در قبل و بعد از دوره‌ی مورد مطالعه از لحاظ دینامیکی و سینوپتیکی بررسی شده‌اند.

اما مطالعاتی که اختصاصاً الگوهای گردش مرتب با یخبندان‌ها را مورد توجه قرار داده باشند، بسیار اندک هستند. پری پرا^۷ و همکاران (۱۹۹۲) با تفکیک یخبندان‌ها به دو دسته‌ی یخبندان‌های تابشی و فرارفتی، منشأ هم‌دیدگی 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^۸ در ویراکروز^۹ مکزیک مورد مطالعه قرار دادند. مولر^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۰) بین فراوانی، شدت و وسعت یخبندان‌ها در ناحیه وت پامپاس^{۱۱} 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 فراگیر و نیمه‌فراگیر (صفر درجه سانتیگراد از ۲۵ تا ۷۵ درصد ایستگاه‌های هواشناسی) را با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مبنا طبقه‌بندی کردند. آن‌ها این طبقه‌بندی اقلیمی - سینوپتیکی را با هدف تعیین الگوهای گردش جوی مرتبط با یخبندان‌ها در ناحیه وت پامپاس آرژانتین انجام دادند.

تحلیل رابطه‌ی بین تشدید رودبادهای جنب حاره‌ایی با افزایش فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر در ناحیه‌ی وت پامپاس آرژانتین موضوعی است که توسط مولر و همکاران (۲۰۰۵) تایید شده است. مولر (۲۰۰۷) بر اساس یک اصل مکانی یخبندان‌های فراگیر (بیش از ۷۵ درصد ایستگاه‌ها) و نیمه‌فراگیر (کم‌تر از ۷۵ درصد ایستگاه‌ها) ناحیه‌ی وت پامپاس آرژانتین را برای یک دوره‌ی ۳۰ ساله از ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ استخراج نمودند. 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 فراگیر (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.

علیچانی 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 فراگیر در ایران می‌انجامد، در حالی که جابه‌جایی از عرض‌های پایین‌تر و در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به یخبندان‌های ضعیف و نیمه‌فراگیر منتهی می‌شود. عزیزی (۱۳۸۳) در ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های فراگیر 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- تا ۳۰- درجه‌ی سانتیگراد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از روی ایران عبور می‌کند.

فتاحی و صالحی پاک (۱۳۸۸) با انجام تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ایی 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 سبیری و پرفشار اروپای شرقی، بیش‌ترین تأثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراگیر ایران داشته‌اند، به‌طوری‌که 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. علیچانی و هوشیار (۱۳۸۷) نیز نشان دادند که در ۷۰ درصد از موارد سرماهای شدید در شمال غرب ایران، اکثراً با استقرار یک ناوه‌ی عمیق بر روی شمال ایران و قرارگرفتن منطقه‌ی مورد مطالعه در قسمت عقب آن و هم‌چنین وجود یک پرفشار در سطح زمین همراه است. در بقیه‌ی موارد سرمایه‌ی تابشی سطح زمین عامل اصلی سرماهای شدید می‌باشد.

8- Las Vigas
9- Veracruz
10- Muller
11- Wet Pampas

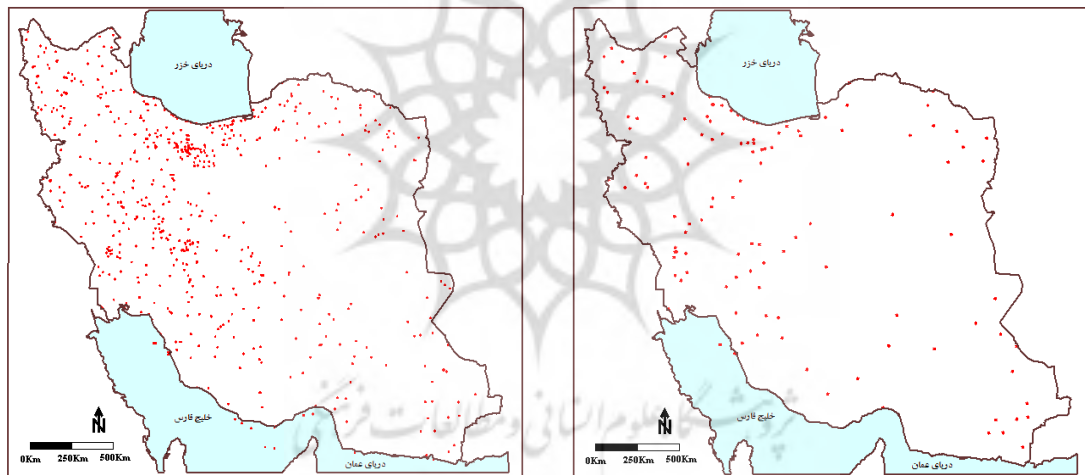
در این مقاله، الگوهای گردش ماهانه و فصلی یخبندان‌های فراگیر ایران از طریق نقشه‌های میدان‌های جوی در سال‌هایی با بیش‌ترین و کم‌ترین فراوانی در طول دوره‌های مورد مطالعه تحلیل می‌شوند. تحلیل‌های ماهانه و فصلی با مقایسه‌ی بین ماه‌ها و فصل‌های دارای یخبندان‌های فراگیر بالاتر (پایین‌تر) از میانگین صورت می‌گیرد.

۲- مواد و روش‌ها

هدف از انجام مطالعات هم‌دید، بررسی رابطه‌ی میان گردش‌های جوی با محیط سطحی است (پارنال، 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 جو 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 هم‌دمای 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 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 ۶۶۳ ایستگاه)

متغیرهای جو بالا نیز که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفتند عبارتند از: ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب متر، فشار تراز دریا بر حسب پاسکال، مؤلفه مداری 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 اخذ شد. در این تارنما، داده‌های مربوط به متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه مداری 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 نیمه‌فراگیر و یخبندان‌های فراگیر. 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 نیمه‌فراگیر: یخبندان‌هایی هستند که میزان مساحت دارای یخبندان ۲۵ تا ۶۵ درصد کل مساحت ایران را شامل شوند.
- یخبندان‌های فراگیر: 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 فراگیر 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 صرف‌نظر 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 فراگیر که یک واحد انحراف معیار پائین‌تر ($-\sigma$) و یا بالاتر ($+\sigma$) از میانگین بلندمدت دوره ۲۰۰۴-۱۹۶۲ بودند، انتخاب شدند. به عبارت دیگر سال‌ها، فصل‌ها و ماه‌هایی را که فراوانی روزهای یخبندان فراگیر آن‌ها بالاتر از $+1$ یا پایین‌تر از -1 نمره Z بودند، انتخاب و سال‌هایی که نمره‌ی Z 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 فراگیر در دوره‌های مختلف انتخاب شده، مطابقت دارند، نشان می‌دهد. لازم به اشاره است که در این تحقیق، مجموع روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر و نیمه‌فراگیر در قالب عبارت یخبندان‌های فراگیر نامبرده می‌شوند. مشخصات دوره‌های مستقل انتخاب شده به شرح زیر هستند:

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

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

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

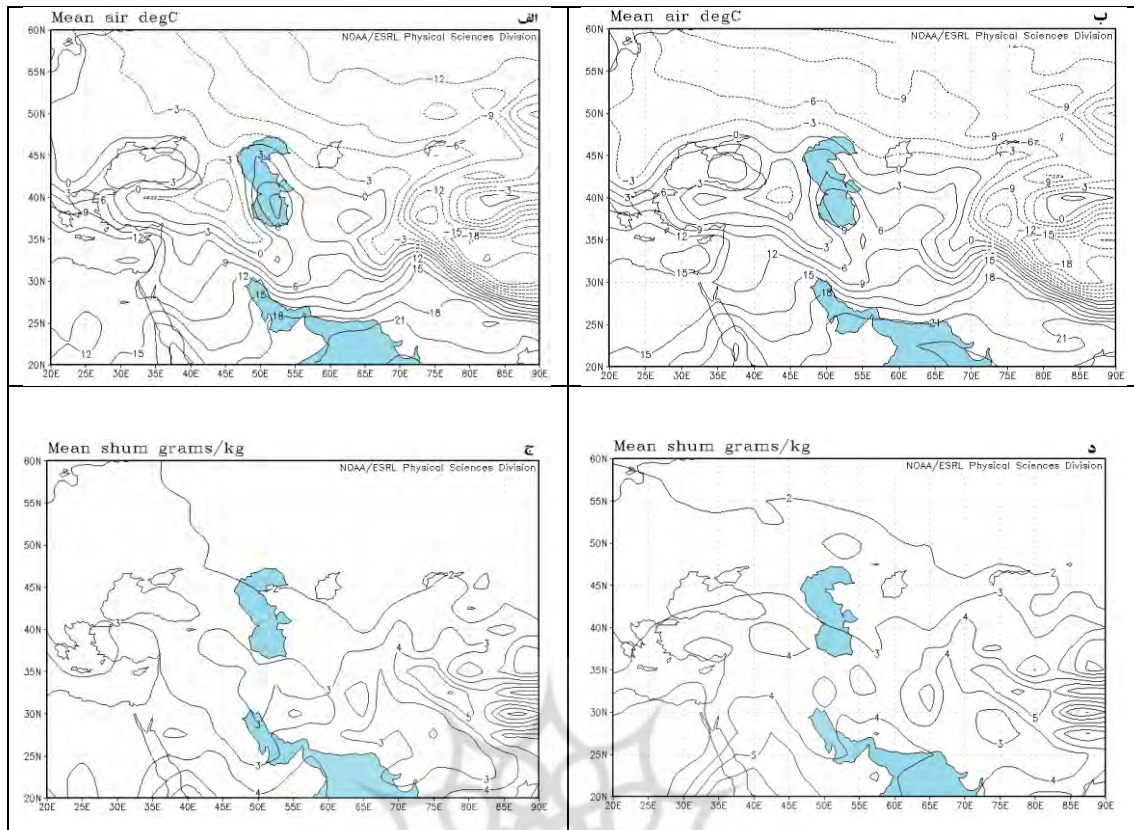
	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	دسامبر	نوامبر	اکتبر	بهار	زمستان	پاییز	سالانه
$(+\sigma)$	۱۹۶۵	۱۹۶۷ ۱۹۶۶	۱۹۷۲ ۱۹۷۴	۱۹۶۴	۱۹۶۵ ۱۹۶۴	۱۹۶۳	۱۹۶۷	۱۹۶۷	(۷۴-۷۳)	۱۹۶۲	(۶۵-۶۴)
	۱۹۶۷	۱۹۸۳ ۱۹۸۲	۱۹۷۷ ۱۹۸۲	۱۹۶۵	۱۹۷۳ ۱۹۷۲	۱۹۶۹	۱۹۷۶	۱۹۷۶	(۷۶-۷۶)	۱۹۶۹	(۶۷-۶۶)
	۱۹۸۱	۱۹۸۶ ۱۹۸۵	۱۹۸۴ ۱۹۸۹	۱۹۶۹	۱۹۷۵ ۱۹۷۴	۱۹۷۳	۱۹۸۲	۱۹۸۲	(۸۰-۷۹)	۱۹۷۳	(۷۴-۷۳)
	۱۹۹۷	۱۹۹۲ ۱۹۹۰	۱۹۹۲ ۱۹۹۰	۱۹۷۱	۱۹۸۴ ۱۹۸۲	۱۹۷۵	۱۹۸۳	۱۹۸۳	(۸۲-۸۱)	۱۹۷۵	(۷۵-۷۶)
		۲۰۰۰ ۱۹۹۷		۱۹۷۲		۱۹۷۶	۱۹۸۵	۱۹۸۵	(۸۳-۸۲)	۱۹۷۶	(۷۹-۸۰)
				۱۹۷۳		۱۹۷۸	۱۹۸۶	۱۹۸۶	(۸۲-۸۱)	۱۹۷۸	(۸۲-۸۱)
				۱۹۷۴		۱۹۷۹	۱۹۹۰	۱۹۹۰	(۸۳-۸۲)	۱۹۷۹	(۸۳-۸۲)
				۱۹۷۵		۱۹۸۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲		۱۹۸۲	
				۱۹۷۷		۱۹۸۸	۱۹۹۷	۱۹۹۷		۱۹۸۸	
				۱۹۷۸			۲۰۰۰				
				۱۹۸۰							
				۱۹۸۲							
			۱۹۸۴								
			۱۹۸۶								
			۱۹۸۸								
			۱۹۸۹								
			۱۹۹۰								
			۱۹۹۲								
$(-\sigma)$	۱۹۶۶ ۱۹۶۵	۱۹۶۶ ۱۹۶۳	۱۹۶۶ ۱۹۶۳	۱۹۶۳	۱۹۶۸ ۱۹۶۸	۱۹۶۸	۱۹۶۴	۱۹۶۴	(۶۳-۶۲)	۱۹۶۸	(۶۶-۶۵)
	۱۹۷۷ ۱۹۷۸	۱۹۶۶ ۱۹۷۰	۱۹۶۶ ۱۹۷۰	۱۹۶۶	۱۹۹۸ ۱۹۹۱	۱۹۷۰	۱۹۶۹	۱۹۶۹	(۶۶-۶۵)	۱۹۷۰	(۹۹-۹۸)
	۱۹۸۴ ۱۹۹۴	۱۹۹۹ ۲۰۰۳	۱۹۹۹ ۲۰۰۳	۱۹۷۶	۲۰۰۱ ۲۰۰۰	۱۹۷۱	۱۹۷۷	۱۹۷۷	(۷۹-۷۸)	۱۹۷۱	(۲۰۰۱-)
	۱۹۹۶	۲۰۰۴	۲۰۰۴	۱۹۸۵		۱۹۸۰	۱۹۷۸	۱۹۷۸	(۹۹-۹۸)	۱۹۸۰	(۲۰۰۰)
				۱۹۹۴		۱۹۸۳	۱۹۸۴	۱۹۸۴	(۲۰۰۲-)	۱۹۸۳	(۲۰۰۲-)
				۱۹۹۹		۱۹۸۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	(۲۰۰۱)	۱۹۸۵	(۲۰۰۱)
				۲۰۰۲		۱۹۸۵	۱۹۹۶	۱۹۹۶	(۲۰۰۴-)	۱۹۹۴	(۲۰۰۴-)
				۲۰۰۴		۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	(۲۰۰۳)	۱۹۹۸	(۲۰۰۳)
						۱۹۹۸					

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

۳- بحث و نتایج

۳-۱- تحلیل سالانه و فصلی میانگین گردش آتمسفری موجد یخبندان‌های فراگیر

بعد از مشخص شدن هر کدام از سال‌های دارای حداقل $(-\sigma)$ و حداکثر $(+\sigma)$ فراوانی روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر (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؛ به‌طوری‌که در مورد میانگین دمای سطح زمین، مشاهده شد که در دوره‌های حداکثری $(+\sigma)$ ، میانگین دما در سطح ایران پایین‌تر از دوره‌های حداقلی $(-\sigma)$ بوده‌اند. این تفاوت را در شکل ۳ (الف) و (ب) که برای دو نمونه فصل زمستان ۱۹۸۸-۱۹۸۹ و ۱۹۹۸-۱۹۹۹ با بیش‌ترین و کم‌ترین فراوانی روزهای دارای یخبندان ای فراگیر تهیه شده‌اند، 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؛ به‌طوری‌که برای دوره‌های حداکثری $(+\sigma)$ ، ظرفیت رطوبتی جو بر روی ایران کم‌تر از دوره‌های حداقلی $(-\sigma)$ در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده‌اند. این تفاوت را می‌توان در شکل ۳ (ج) و (د) که برای دو نمونه زمستان ۱۹۸۸-۱۹۸۹ و ۱۹۹۸-۱۹۹۹ که دارای حداکثر و حداقل فراوانی روزهای یخبندان بوده‌اند، مشاهده نمود.



شکل ۳: نقشه‌های میانگین دمای سطحی (°C) (الف)-(ب) و رطوبت ویژه ($g Kg^{-1}$) در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (ج)-(د) برای دو نمونه زمستان ۱۹۸۸-۱۹۸۹ 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 جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) و کم‌فشار موسمی سودان، مهم‌ترین بازیگران فشاری در وقوع حداکثر و حداقل فراوانی روزهای یخبندان‌های فراگیر در ایران می‌باشند. در مقایسه‌ی سال‌های با حداکثر 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 جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) تقویت شده و گسترش مداری و نصف‌النه‌ی 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 هم‌دیدگی، زبانه‌ی غربی پرفشار سیبری تحت تأثیر گسترش نصف‌النه‌ی سامانه‌ی کم‌فشار جنب 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 نصف‌النه‌ی زبانه روی دریای سرخ به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر می‌شود (شکل ۴ (ز)).

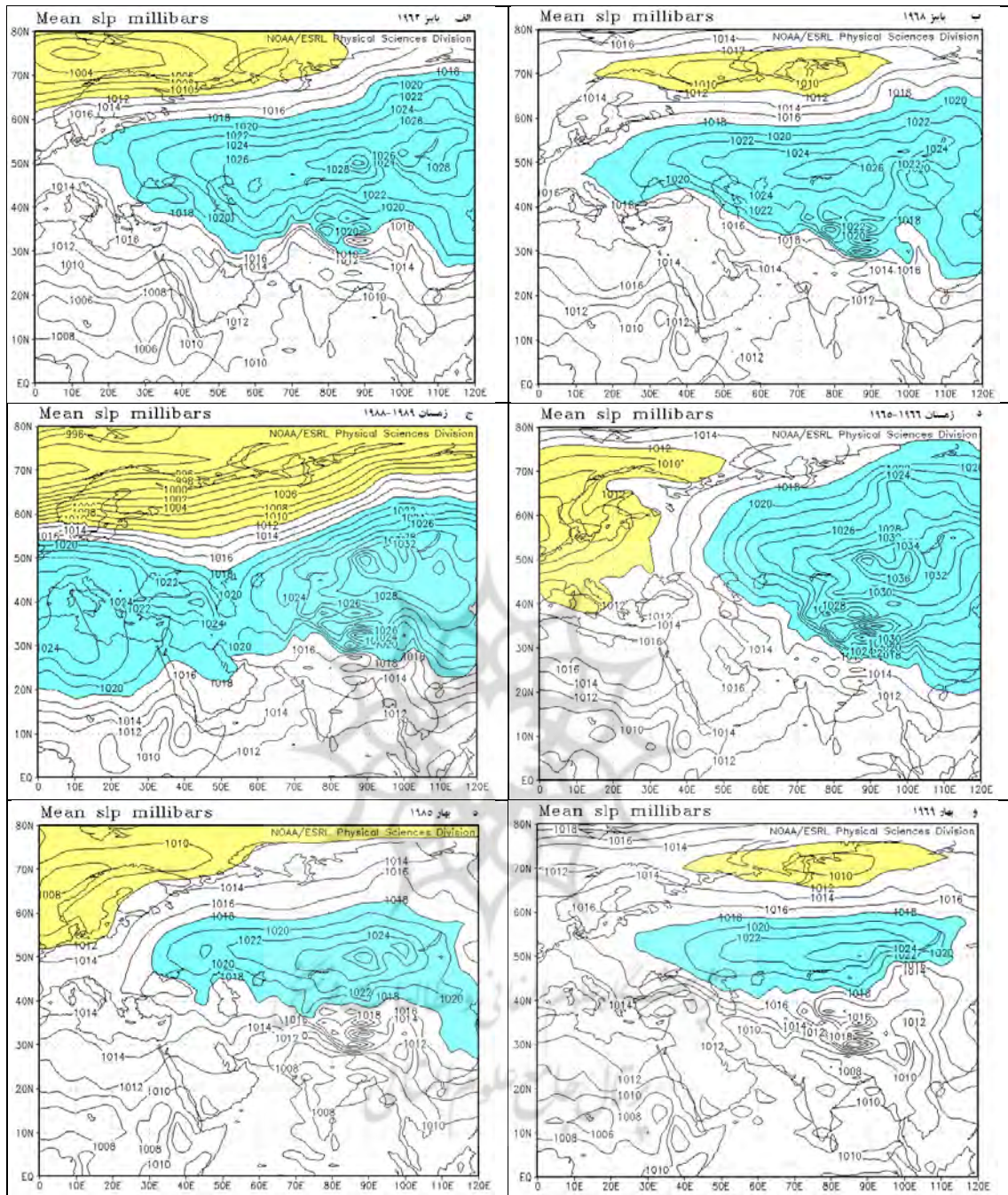
اما در سال‌های با حداقل فراوانی روزهای یخبندان‌های فراگیر شرایطی بر عکس آن چه که در بالا تشریح شد، مشاهده می‌شود. بدین ترتیب که با تضعیف کم‌فشار جنب قطبی و متعاقب آن کاهش گستردگی مکانی مداری و نصف‌النه‌ی آن، پرفشار سیبری میل بیش‌تری به گسترش در جهت شمالی کانون مرکزی خود پیدا می‌کند. لذا از گستردگی زبانه‌ی

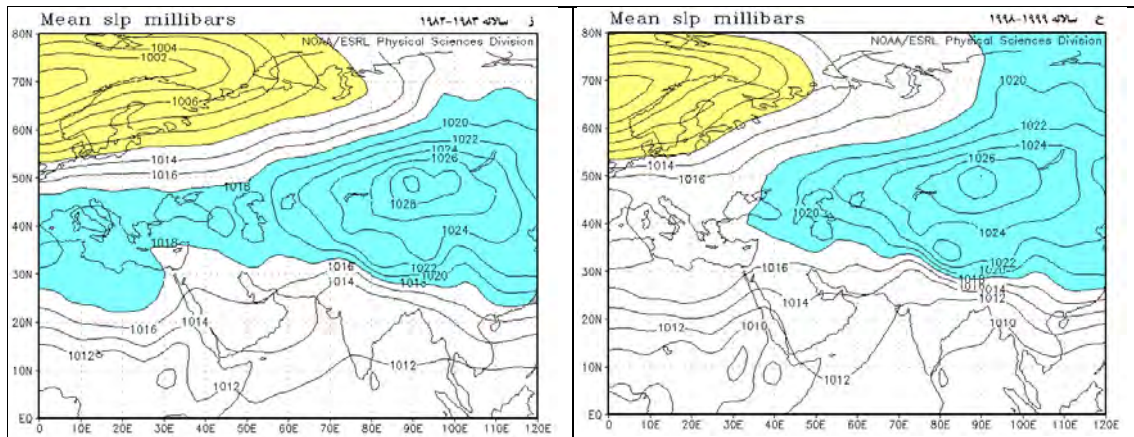
غربی این سامانه‌ی پرفشار کاسته و بر روی دریای مدیترانه نیز یک کم‌فشار مستقر می‌شود. تحت چنین شرایط هم‌دیدگی، شاهد نفوذ بیش‌تر زبانه کم‌فشار موسمی سودان از طریق دریای سرخ به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر است. لذا نفوذ این زبانه و ترکیب آن با کم‌فشار روی دریای مدیترانه باعث افزایش دما و هم‌چنین رطوبت در 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 منشأ برودتی-حرارتی آن، سامانه‌ی پرفشار سیبری به تدریج شکل می‌گیرد و با گذشت زمان تقویت می‌شود. در سال‌های با پاییزهای دارای حداکثر فراوانی روزهای یخبندان مشاهده می‌شود که کانون پرفشار سیبری تقویت و زبانه غربی آن گسترش مکانی بیشتری پیدا کرده است. به طوریکه این زبانه تا شرق دریای مدیترانه خود را می‌رساند. هم‌چنین کم‌فشار جنب قطبی نیز طی یک هم‌افزایی در فشار کانون مرکزی و گسترش مکانی، تقویت شده و آنهم دارای حداکثر گسترش مداری و نصف‌النهاری خود شده است. در این شرایط گسترش زبانه غربی پرفشار سیبری تمایل به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر پیدا کرده و با توجه به استقرار پرفشار بر روی دریای مدیترانه، شرایط برای وقوع حداکثر فراوانی یخبندان‌های فراگیر فراهم می‌شود. در مورد کم‌فشار موسمی سودان نیز که یکی دیگر از بازیگران اصلی این داستان می‌باشد مشاهده می‌شود که زبانه نصف‌النهاری آن گسترش مکانی زیادی ندارد (شکل ۴ (الف)). اما در سال‌هایی که پاییز آنها دارای حداقل فراوانی روزهای یخبندان فراگیر هستند مشاهده می‌شود که هم پرفشار سیبری و هم کم‌فشار جنب قطبی ضعیف بوده، اما زبانه‌های نصف‌النهاری کم‌فشار موسمی سودانی گسترش مکانی بیشتری یافته و تا حوالی دریای مدیترانه نفوذ کرده اند (شکل ۴ (ب)).

در فصل زمستان پرفشار سیبری با کسب حداکثر سرمایش ناشی از کاهش دمای محیطی و زمینی به اوج شدت فعالیت خود می‌رسد و زبانه‌ی غربی آن دارای حداکثر 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 حداکثر و حداقل فراوانی روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر بر روی ایران می‌شوند، کنش متقابل این پرفشار با دو کم‌فشار شمالی و جنوبی خود است. در سال‌هایی که زمستان آن دارای حداقل فراوانی روزهای یخبندان فراگیر بوده‌اند، مشاهده می‌شود که کم‌فشار جنب قطبی دارای حداکثر فعالیت خود می‌باشد که این حداکثر فعالیت به صورت گسترش مداری نه نصف‌النهاری خود را نشان می‌دهد؛ پس پرفشار سیبری مقداری تمایل به عرض‌های شمالی پیدا می‌کند، لذا در این شرایط فرصتی برای تشکیل یک کم‌فشار موضعی بر روی دریای مدیترانه فراهم می‌شود؛ بنابراین متعاقب این تمایل رو به شمال پرفشار سیبری و هم‌چنین تشکیل یک کم‌فشار موضعی بر روی دریای مدیترانه، زبانه کم‌فشار موسمی سودان قدرت یافته و به حداکثر گسترش نصف‌النهاری خود می‌رسد و با کم‌فشاری 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 حداکثر فراوانی روزهای یخبندان مشاهده می‌شود که هر چند شدت کانون کم‌فشار جنب قطبی مقداری تضعیف می‌شود، اما گسترش مداری آن اندکی به سمت عرض‌های جنوبی‌تر بیش‌تر است که باعث جابه‌جایی بیش‌تر زبانه پرفشار سیبری به سمت عرض‌های جنوبی‌تر و متعاقب آن استقرار زبانه پرفشار بر روی دریای مدیترانه و هم‌چنین عقب‌نشینی زبانه‌ی کم‌فشار سودانی به عرض‌های پایین‌تر است.

با آغاز فصل بهار و گرم‌تر شدن نیمکره‌ی شمالی اکثر سیستم‌های گردش جوی در قالب مراکز کم‌فشار و پرفشار دارای تغییرات مکانی نصف‌النهاری و مداری می‌شوند. در این فصل پرفشار سیبری تضعیف شده و زبانه‌ی غربی آن دارای حداقل گسترش مکانی خود می‌شود و متعاقب آن که فشار جنب قطبی نیز تضعیف شده، گسترش مکانی مداری و نصف‌النهاری آن نیز کم 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 فراگیر بسیار کم مشاهده می‌شود و بیش‌تر یخبندان‌ها در قالب یخبندان‌های نیمه‌فراگیر یا جزئی بوده‌اند.





شکل ۴: نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا (میلی بار) برای نمونه سال‌ها و فصل‌های دارای حداکثر (سمت چپ پانل) و حداقل فراوانی (سمت راست پانل) روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر: پاییز ۱۹۶۲ و ۱۹۶۸ (الف)-(ب)، زمستان ۱۹۹۹-۱۹۸۸ و ۱۹۶۶-۱۹۶۵ (ج)-(د)، بهار ۱۹۸۵ و ۱۹۶۹ (ه)-(و) و سالانه ۱۹۸۳-۱۹۸۲ و ۱۹۹۹-۱۹۹۸ (ز)-(ح). منحنی هم‌فشار ۱۰۱۸ به عنوان مرز بیرونی سامانه‌ی پرفشار سیبری و منحنی هم‌فشار ۱۰۱۲ به عنوان مرز بیرونی سامانه‌ی کم‌فشار جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) در نظر گرفته شده است. هر دو سامانه با رنگ تیره در نقشه‌ها مشخص شده‌اند.

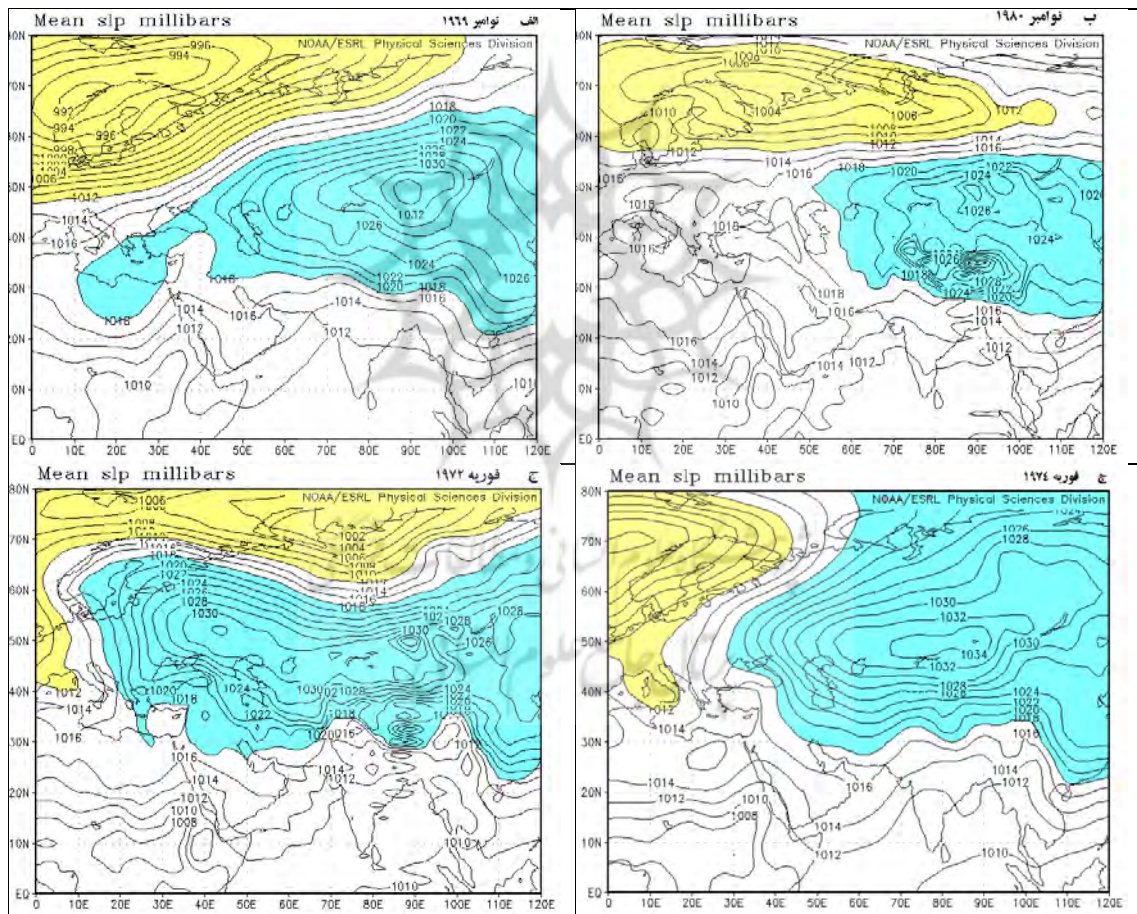
۳-۲- تحلیل ماهانه‌ی میانگین گردش آتمسفری موجد یخبندان‌های فراگیر

در تحلیل‌های ماهانه‌ی میانگین گردش آتمسفری نیز ابتدا برای هر کدام از ماه‌های مورد مطالعه، دو پارامتر دمای هوا و رطوبت ویژه مورد بررسی قرار گرفتند. در مورد دمای هوا، الگوهای ماهانه از اکتبر تا آوریل (نشان داده نشده‌اند) حاکی از هم‌سان بودن الگوهای این ماه‌ها با الگوهای سالانه و فصلی هستند (نشان داده شده در شکل شماره‌ی ۳ (الف) - (ب)). در مورد رطوبت ویژه نیز تجزیه و تحلیل‌های ماه به ماه هیچ تغییری را با الگوهای سالانه و فصلی نشان نمی‌دهد (۳ (ج) - (د))؛ یعنی کل ایران برای ماه‌های با حداقل روزهای یخبندان، دما و رطوبت ویژه بیش‌تری نسبت به ماه‌های با حداکثر 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 حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر بوده‌اند را نشان می‌دهد. در نوامبر ۱۹۶۹ که دارای حداکثر 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 جنب قطبی (کم فشار ایسلند) نیز با کانون مرکزی ۹۹۲ میلی بار تقویت و دارای حداکثر 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 جابه‌جایی سامانه کم‌فشار موسمی سودان نیز به دلیل استقرار زبانه‌ی پرفشار بر روی دریای مدیترانه از گسترش نصف‌النهاری آن کاسته می‌شود و شرایط برای وقوع حداکثر فراوانی روزهای یخبندان فراگیر در این ماه فراهم می‌شود (شکل ۵ (الف)) که هماهنگ با الگوهای سالانه و فصلی نیز می‌باشد. اما در نوامبر ۱۹۸۰ که دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بوده است، شرایط هم‌دیدگی بسیار متفاوت‌تری مشاهده می‌شود؛ به‌طوری‌که هر دو سامانه‌ی پرفشار سیبری و کم‌فشار جنب قطبی هنوز به صورت کامل شکل نگرفته‌اند، بنابراین دارای 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 فراگیر در این ماه بوده است (شکل ۵ (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 سامانه پرفشار سیبری و کم‌فشار جنب 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، سامانه کم‌فشار موسمی سودان نیز در وضعیت حداکثری گسترش نصف‌النهاری زبانه خود می‌باشد (شکل ۵ (ج)).

اما در شرایط حداکثری این ماه در سال ۱۹۷۴ مشاهده می‌شود که کانون مرکزی کم‌فشار جنب 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 سامانه پرفشار سیبری می‌شود. در این شرایط بر روی دریای مدیترانه زبانه‌ی کم‌فشار جنب قطبی مستقر می‌شود و با توجه به گسترش زبانه‌ی کم‌فشار موسمی سودان شرایط برای وقوع شرایط حداکثری 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.



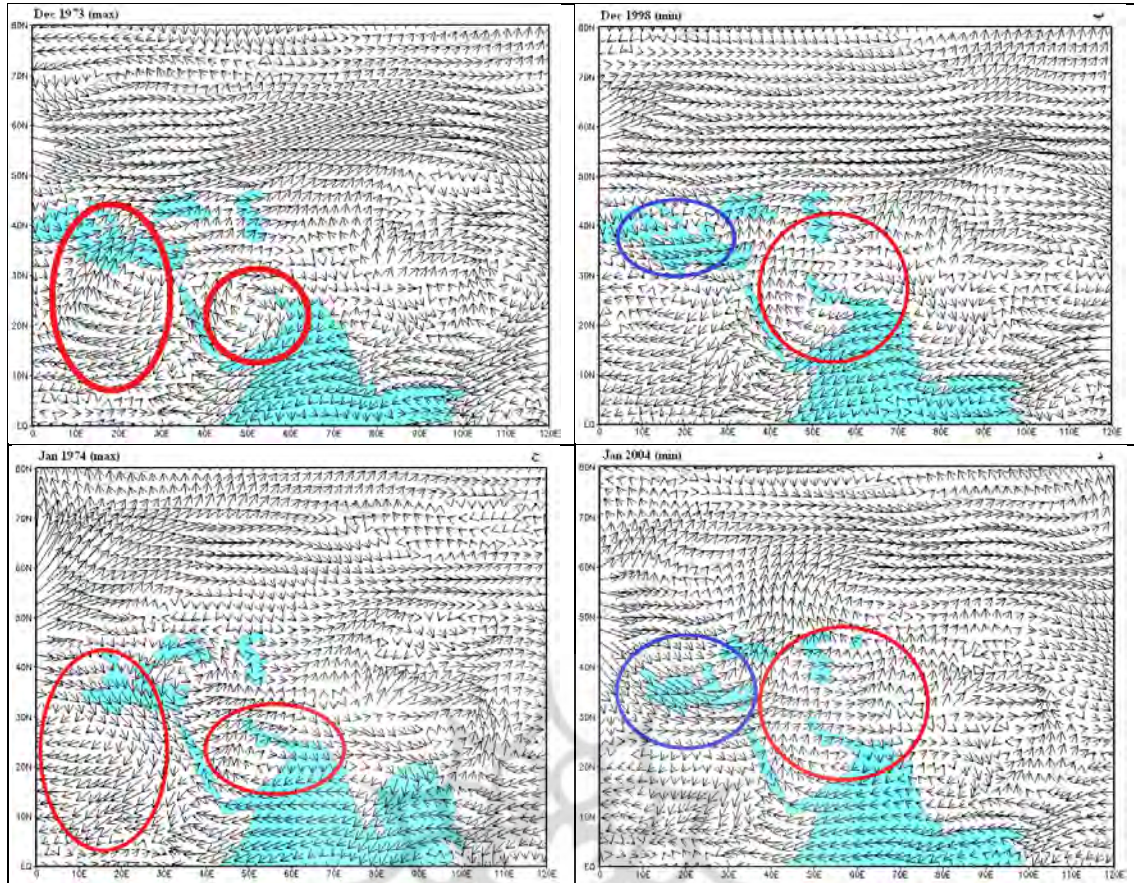
شکل ۵: نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا (میلی بار) برای دو نمونه ماه نوامبر ۱۹۶۶ و ۱۹۸۸ (الف)-(ب) و فوریه ۱۹۷۴ و ۱۹۶۶ (ج)-(د) دارای حداکثر (سمت چپ پانل) و حداقل فراوانی (سمت راست پانل) روزهای دارای یخبندان‌های فراگیر. دو سامانه‌ی پرفشار سیبری و کم‌فشار جنب قطبی با رنگ تیره مشخص شده است. خط کنتور ۱۰۱۸ برای تعیین مرز بیرونی پرفشار سیبری و خط کنتور ۱۰۱۲ برای تعیین مرز بیرونی کم‌فشار جنب قطبی انتخاب شده‌اند.

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

در ماه ژانویه ۱۹۷۴ که دارای حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر بوده است، مشاهده می‌شود که بردار باد بر روی دریای مدیترانه دارای گردش و اچرخندی است؛ اما گستردگی مکانی این و اچرخند بسیار بیش‌تر از گستردگی مکانی و اچرخند ماه دسامبر می‌باشد. لذا همین گستردگی مکانی باعث شده است که دریای مدیترانه در قسمت شرقی این و اچرخند واقع شود؛ بنابراین جهت باد بر روی دریای مدیترانه دارای جهت شمال غربی است. هم‌چنین گردش و اچرخندی مستقر بر روی اقیانوس هند نیز که با زبان‌های 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 نیافته‌اند. 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 فراگیر بر روی ایران به وجود آید (شکل ۶ (ج)).

اما نقشه‌ی میانگین بردار باد در ژانویه‌ی ۲۰۰۴ با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر نشان می‌دهد که بر روی دریای مدیترانه یک گردش چرخندی با گسترش مکانی کم و بر روی اقیانوس هند هم یک گردش و اچرخندی گسترده واقع شده‌اند. زبان‌های شمالی سامانه کم‌فشار موسمی سودان که با جریانات جنوب شرقی و اچرخند اقیانوس هند بر روی دریای سرخ با یکدیگر ترکیب می‌شوند دارای حداکثر گسترش نصف‌النهار 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 انطباق 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 هماهنگ 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.

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

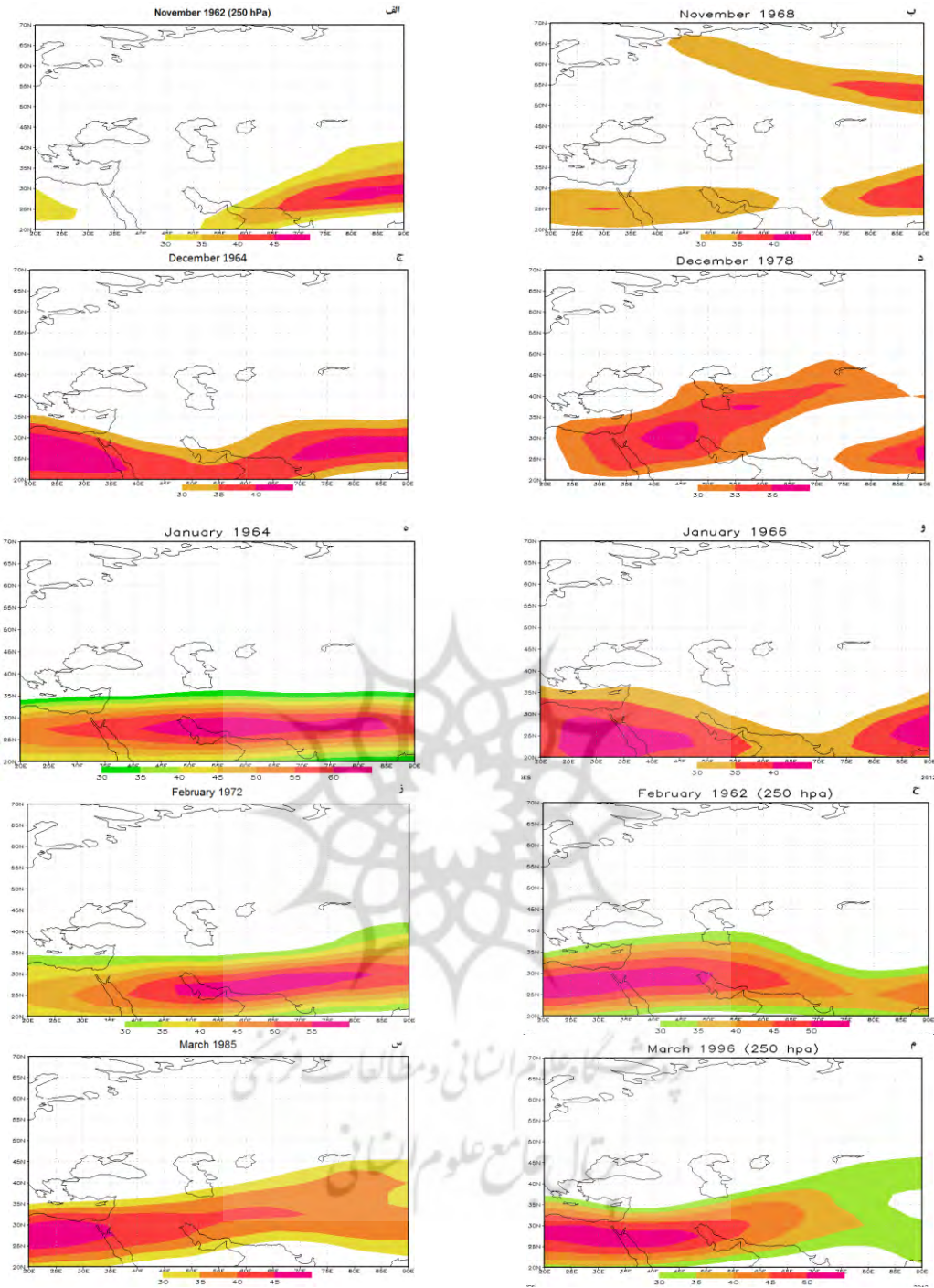
در ماه‌های نوامبر حداکثری، این هسته‌های سرعت بر روی فضای ایران در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکالی مشاهده نمی‌شوند و اگر هم مشاهده شوند، تنها بخش‌های بسیار کوچکی از ایران را آن هم در نیمه‌ی جنوبی دربر می‌گیرند، در حالی که برای ماه‌های نوامبر حداقلی، این هسته‌ها به خصوص در نیمه‌ی جنوبی کشور به کرات قابل مشاهده هستند (شکل ۷ الف) و (ب)) و حتی در بعضی از سال‌ها هم چون 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 رودبادهای در ایران بیش‌تر از شرایط حداکثری روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بوده است.

در ماه ژانویه رفتار مکانی رودبادهای بر روی ایران بسیار متفاوت‌تر از دو ماه نوامبر و دسامبر می‌باشند. در این ماه که سردترین 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 با ماهیت اقلیمی این ماه و نفوذ توده‌ی هوای سرد از جانب شمال، شمال شرق و شمال غرب به ایران شاهد بیش‌ترین فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر در ایران هستیم. به‌طوریکه با توجه به جدول ۱ مشاهده می‌کنیم که از ۴۳ سال مورد مطالعه، تنها ۸ سال آن دارای حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر بوده‌اند. با این توضیحات در ماه‌های ژانویه حداکثری، نوار رودبادهای سرتاسر ایران را دربر می‌گیرند و دارای سرعت بیش‌تری نیز می‌باشد؛ به‌طوری‌که 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 رودبادهای نمی‌باشند. هم‌چنین سرعت هسته‌ی این رودبادهای 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 این جا 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 جنب حاره و رودباد جنب قطبی در ماه‌های ژانویه‌ی حداکثری بر هم‌دیگر منطبق می‌شوند که نتیجه‌ی آن ایجاد یک جو باروکلنیک و فراهم نمودن شرایط دینامیکی برای ورود توده‌ی هوای سرد بر روی ایران است، اما در ماه‌های ژانویه‌ی حداقلی 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 رودبادهای مقداری به شرایط دو ماه نوامبر و دسامبر شبیه‌تر می‌شود؛ به‌طوری‌که در ماه‌های فوریه‌ای که حداکثر روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر داشته‌اند، رودبادهای 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 رودبادهای فوریه حداکثری بیش‌تر از ماه‌های فوریه‌ی حداقلی 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 رودبادهای 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 باروکلنیک 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 حداکثر (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)، ژانویه ۱۹۶۴ و ۱۹۶۶ (ه)-(و)، فوریه ۱۹۷۲ و ۱۹۶۲ (ز)-(ح)، مارس ۱۹۸۵ و ۱۹۹۶ (س)-(م)

۴- نتیجه‌گیری

در این مطالعه بر اساس یک معیار مکانی روزهای وقوع یخبندان‌ها به سه گروه: یخبندان‌های 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 یخبندان‌های فراگیر بودند، مورد بررسی قرار گرفت.

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

بررسی میانگین الگوهای گردشی فشار سطح دریا نیز نشان داد که آرایش مکانی سامانه‌ی پرفشار سیبری 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 یخبندان‌های فراگیر در ایران می‌باشند. در دوره‌های همراه با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های فراگیر مشاهده شد که تقویت و گسترش نصف‌النهاری کم‌فشار جنب قطبی (کم‌فشار ایسلند) باعث جابه‌جایی زبانه‌ی غربی گسترش یافته‌ی پرفشار سیبری به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر شده است. این جابه‌جایی باعث استقرار یک پرفشار موضعی بر روی دریای مدیترانه می‌شود که گردش و اچرخندی 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 جز کاهش رطوبت و دما بر روی نیمه‌ی غربی ایران نیست. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز بردار باد حاکی از یک گردش و اچرخندی بر روی دریای مدیترانه می‌باشد.

اما در دوره‌های با حداقل فراوانی روزهای همراه با یخبندان‌های 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 سیبری 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 روی دریای 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 که با گردش چرخندی بردار باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز هماهنگ می‌باشد.

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

۵- منابع

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

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، طیبه اکبری، محمود داودی، اکبری، مهری (۱۳۸۸). تحلیل هم‌دیدگی موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۷۰، صص ۱۹-۱.
۶. علیجانی، بهلول و غلامرضا براتی (۱۳۷۵). تحلیل سینوپتیک یخبندان فروردین ۱۳۶۶، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۴۰، صص ۱۳۵-۱۲۱.
۷. علیجانی، بهلول، هوشیار، محمود (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۱۶-۱.
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 فراگیر ۱۳۸۲ در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۶۶، صص ۱۸-۱.
۱۱. لشکری، حسن، کیخسروی، قاسم (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای ۸-۱۵ دیماه ۱۳۸۵ در ایران، برنامه‌ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)، شماره ۱۴ (۱۱ پیاپی ۶۵)، صص ۱۷۷-۱۵۱.
۱۲. محمودی، پیمان، محمود خسروی، سیدابوالفضل مسعودیان علیجانی، بهلول (در نوبت چاپ). اطلس اقلیم‌شناسی ویژگی‌های آمار یخبندان‌های ایران، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی.
۱۳. مسعودیان، سید ابوالفضل، دارند، محمد (۱۳۹۰). تحلیل هم‌دید سرماهای فرین ایران، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۲، صص ۱۶۵-۱۸۵.
۱۴. یارنال، بارنت (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 'Frigens' 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.

