

## مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران

امینه شکیبا - کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

سلیمان صادقی - استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

رضا دوستان<sup>۱</sup> - استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۷/۱۵

### چکیده

تعیین شاخص اقلیمی و الگوهای جوی برف سنگین شمال غرب در راستای روش شاخص سازی با رویکرد محیط به گردش در اقلیم‌شناسی همدید است. برای این هدف، داده‌های روزانه دما و بارش زمستان ۱۲ ایستگاه دیده‌بانی همدید دوره ۱۹۸۹-۲۰۱۰ از هواشناسی ایران و ارتفاع ژئوپتانسیل متر تراز ۵۰۰ ه.پ. در محدوده جغرافیایی ۱۰ تا ۶۵ درجه شمالی و ۱۵ تا ۸۰ درجه شرقی از مراکز پیش‌بینی محیطی و مطالعات اقلیمی آمریکا استفاده شد. ۷۴ روز بارش برف سنگین و فراگیر در منطقه تعیین، شاخص‌ها و الگوهای همدید با روش تحلیل مؤلفه اصلی مشخص گردید. مناطق با همبستگی فضایی در طی زمان، مرکز فعالیت<sup>۲</sup>، سطوح میانی جو به ترتیب: تاوه قطبی، اروپای غربی- سیبری مرکزی، بالکان، آسیای مرکزی و آناتولی می‌باشند. این مراکز با الگوی فرود عمیق آسیای غربی، مانع اروپا، فراز آسیای مرکزی و سردچال قفقاز مرتبط است، که با همگرایی و صعود هوا با کاهش شدید دما، ریزش برف سنگین منطقه را موجب می‌شوند. پرفشار سیبری منطبق بر کانون آسیای مرکزی در سطوح میانی جو، عامل مهم در تداوم و تقویت الگوهای جوی فوق است.

کلیدواژه‌ها: برف سنگین، مراکز فعالیت، الگوی فشار، شمال غرب ایران.

### ۱. مقدمه

تکرار الگوی همدید خاص در دوره نرمال (مراکز فعالیت) شرایط جوی و آب‌وهوای مناطق مختلف را تعیین می‌کنند (یارنال<sup>۳</sup>، ۱۹۹۳). موقعیت ایران در شمال منطقه جنب حاره و جنوب معتدله، موجب اقلیم خشک و نیمه‌خشک شده و تنوع توپوگرافی این شرایط اقلیمی را تغییر می‌دهد (علیجانی، ۱۳۸۵)؛ بنابراین

پدیده‌های اقلیمی یخبندان، سیلاب، طوفان شن، خشک‌سالی، ناهنجاری دما، بارش سنگین، بهمن، برف، بوران و غیره در ایران حادث می‌شوند. شمال غرب ایران با ورود توده سرد و مرطوب قطبی از اروپای شرقی و توپوگرافی پیچیده (گره کوهستانی ایران) شرایط فوق را تجربه می‌کند. پیامد مخاطره اقلیمی با شدت، تداوم و گسترش مخاطره بر انسان و محیط‌زیست متفاوت است. بارش جوی شدید خسارت زیادی در کشاورزی، اقتصاد، اجتماع، انرژی، حمل‌ونقل داشته و این پدیده‌ها مرتبط با گردش جوی و خصوصیات جغرافیایی می‌باشند. ارتباط بین مخاطرات جوی و ساختار الگوی ناهنجاری اقلیمی و شناسایی کانون‌های مهم گردشی جو، در کاهش اثرات و پیش‌آگاهی پدیده جوی به برنامه ریزان و مدیران کمک می‌کند.

تحقیقات در جهان و ایران، از جمله ناهنجاری گردش در مقیاس سیاره‌ای که منجر به رخداد سرمای فرین با حرکت سامانه جوی در آمریکای شمالی شده (کنراد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵: ۱۰۶۷) و الگوی جوی بارش برف سنگین در موناخا آمریکا، با ناوه عمیق باد غربی و نفوذ جریان سرد شمال غربی با دمای زیر صفر درجه مرتبط است (بیرکلند و مک<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶: ۲۸۱). نقش الگوی گردشی در شدت زمستان حوضه دریاچه بزرگ لرتن بین ایالات متحده و کانادا در دوره ۱۹۵۰-۱۹۹۸ نشان داد، سه تیپ سینوپتیکی به ترتیب با زمستان سرد، معتدل و گرم با الگوی گردشی خاص مرتبط است (رودینو و آسل<sup>۳</sup>، ۲۰۰۰: ۶۰۱). همچنین بارش برف سنگین لهستان از ۱۹۴۵-۲۰۰۳ با روش نوین آماری مرتبط با الگوی ناهنجاری مثبت قوی فشار اسکاندیناوی، اطلس شمالی، ناهنجاری مثبت ایسلند و ضعیف پرفشار آזור می‌باشد (بدنورز<sup>۴</sup>، ۲۰۰۸: ۱۳۳). بارش برف سنگین آندورا با شاخص ریزش برف، ۳۰ سانتی‌متر در ۲۴ ساعت، از ۱۹۸۶-۲۰۰۱ نشان داد، ترکیب توده‌هوای اطلس و مدیترانه با توده‌هوای سرد عرض بالا، عامل مؤثر برف سنگین بوده (استبان، جونز، مارتین و ماسس<sup>۵</sup>، ۲۰۰۵: ۳۱۹) و وقوع برف آتن در ارتباط با جریان هوای بالکان و شرق اروپا با عبور از دریای اژه، کم فشار قبرس و پرفشار اروپا می‌باشد (هوسس، لولیس و بارزوکاس<sup>۶</sup>، ۲۰۰۷: ۱۲۷). همچنین افزایش دما و کاهش ریزش برف ۵۰ سال اخیر در آلپ سوئیس با الگوی پرفشار اواخر پاییز و زمستان ارتباط دارد. این پرفشار مرتبط با نوسان اطلس شمالی و مسیر باد غربی در اروپا است (بنیستون<sup>۷</sup>، ۱۹۹۷: ۲۸۱). الگوی برف سنگین در وایومینگ از ژانویه ۱۹۸۳ تا دسامبر ۱۹۹۳ با شاخص برف سنگین (۲۰ اینچ برف در یک روز)، مرتبط با سردچال و ناوه بادهاب غربی در منطقه با هوای سرد و مرطوب از شرق و شمال می‌باشد (داررو<sup>۸</sup>، ۱۹۹۵: ۹).

1 Konrad

2 Birkland &amp; Mock

3 Rodionov &amp; Assel

4 Bednorz

5 Esteban, Jones, Martin-Vide &amp; Mases

6 Houssos, Lolis &amp; Bartzokas

7 Beniston

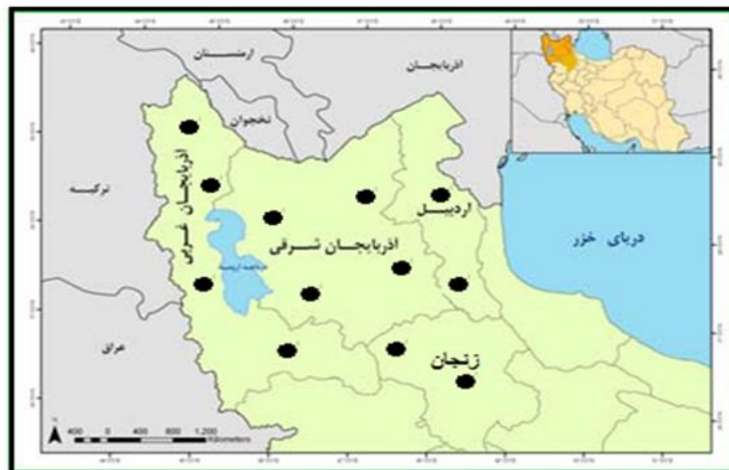
8 Darrow

شاخص‌ها (modes) برف اوراسیا و دمای زمستان از ۱۹۷۳-۱۹۹۵ شامل: نوسان اطلس شمالی، الگوی اوراسیا و الگوی سیبری می‌باشند (کلارک، سررز و رایبسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۹: ۲۷) و تغییرات فصلی برف نیوانگلند با حرکت نصف‌النهاری بادهای غربی، شاخص منفی نوسان اطلس شمالی، ناهنجاری منفی ارتفاع تراز ۷۰۰ پ.، وزش هوای سرد کانادا و تغییر مسیر سیکلون‌ها به جنوب و مقادیر کم برف منطقه مرتبط با شاخص مثبت نوسان اطلس شمالی، پرفشار ضعیف و تغییر مسیر سیکلون‌ها است (هارتلی و کیبلس<sup>۲</sup>، ۱۹۹۸: ۲۸۱). همچنین شرایط سینوپتیکی وقوع برف، و برف ۵ سانتی‌متر و بیشتر با تداوم سه روز در جلگه مرکزی اروپا مرتبط با موقعیت و شدت کم فشار، جبهه سرد سیکلون ایتالیا، ناوه و سیکلون دریای بالتیک، کم فشار ایسلند، ناهنجاری مثبت فشار در اطلس شمالی و اسکاندیناوی عوامل اصلی ریزش برف در اروپا می‌باشد (بدنورز<sup>۳</sup>، ۲۰۱۱: ۱۱۰۸). رابطه تغییرات برف اروپا از ۱۹۷۶-۲۰۰۶ با شاخص اقلیمی نوسان شمالی، اطلس شرقی-روسیه غربی، نوسان اطلس شمالی، اطلس شرقی و الگوی قطبی نشان داد، نوسان قطبی مهم‌ترین شاخص در ارتباط با تغییرات زمانی و مکانی برف اروپا است (بارتولینی، کلاپس و اودریک<sup>۴</sup>، ۲۰۱۱: ۹۳). همچنین در شرق آسیا، تغییرات برف زمستان ژاپن برای دوره ۳۳ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۲) نشان داد، پرفشار سیبری و سیکلون‌های دریای ژاپن، عوامل اصلی ریزش برف ژاپن و شاخص نوسان شمالی اثر ضعیفی بر آن دارد (یودا، کیب، سایته و اینو<sup>۵</sup>، ۲۰۱۴). در ایران نیز، الگوهای گردش جو زمستانه ایران و خاورمیانه حاکی است، الگوی فضایی توزیع بارش زمستانه ایران به جز ساحل خزر، از الگوهای گردش جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تأثیر گرفته و در برخی الگوها، دریای سرخ با پرفشار جنب حاره روی عربستان، موجب تقویت الگوی مدیترانه و بارش فراگیر در غرب و جنوب غرب ایران می‌شود (رضیعی، عزیزی، محمدی و خوش اخلاق، ۱۳۸۶: ۹). همچنین علل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر آذرماه ۱۳۸۲ ایران، هماهنگی سامانه جوی تراز زیرین و میانی جو بوده (لشکری، ۱۳۸۷: ۱) و بارش برف سنگین اردبیل با ناوه باد غربی و جبهه سرد در غرب ایران مرتبط می‌باشد (بهبودی، ۱۳۸۹). همچنین الگوی جوی برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ در گیلان مرتبط با پرفشار سیبری، پرفشار بالکان و الگوی ترکیبی (سیبری-بالکان) با ناوه غرب دریای خزر بوده و مهم‌ترین عامل در بارش برف، الگوی ترکیبی است (فهیمی نژاد، حجازی زاده، علیجانی و ضیائیان، ۱۳۹۱: ۲۸۱). از طرفی در غرب ایران الگوهای سینوپتیکی برف سنگین و فراگیر (بارش بیش از ۱۵ سانتی‌متر در ۲۴ ساعت)، الگوی مانع در اروپا و ناوه شرق اروپا، نفوذ تاوه قطبی، ترکیب پرفشار سیبری - اروپا و ریزش هوای سرد از

1 Clark, Serreze & Robinson  
 2 Hartley & Keables  
 3 Bednorz  
 4 Bartolini, Claps & Odorico  
 5 Ueda, Kibe, Saitoh & Inoue

عرض بالا می‌باشد (پروانه، شیرانوند و درگاهیان، ۱۳۸۹). در ادامه مطالعات گذشته، هدف این تحقیق تعیین شاخص‌های مهم جو در تراز میانی مرتبط با ریزش برف سنگین در منطقه بیشینه برف (شمال غرب) در ایران می‌باشد.

**۲. منطقه مورد مطالعه:** شمال غرب ایران محدوده بین  $36/4$  تا  $39/2$  عرض شمالی و  $44/26$  تا  $49/2$  طول شرقی است. در این منطقه، رشته‌کوه البرز و زاگرس را به یکدیگر وصل (گره کوهستانی ایران) شده و یکی از دریاچه‌های بزرگ جهان را دارد. شمال غرب ایران دروازه ورود توده‌های هوای سرد و مرطوب از قطب، شمال اروپا و اروپای شرقی به ایران است. با این ویژگی و کوهستانی بودن منطقه، پایین‌ترین دماها در طول سال و بیشینه بارش برف ایران در این منطقه می‌باشد. به دلیل کاهش دما و نزدیکی به منابع رطوبتی از جمله دریای سیاه، دریای مدیترانه و خزر متوسط بارش‌ها در منطقه بالای  $300$  میلی‌متر بوده، که این موجب شکل‌گیری جریان رودخانه‌های بزرگ در منطقه می‌شود.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منطقه مطالعه (مأخذ: امینی نیا، لشگری و علیجانی، ۱۳۸۹)

### ۳. مواد و روشها

به منظور مطالعه سینوپتیکی روزهای برف سنگین در شمال غرب، بارش و دمای روزانه ۱۲ ایستگاه سینوپتیک در دوره آماری ۱۹۸۹-۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی ایران استفاده شد. شاخص سازمان هواشناسی جهانی تعریف برف سنگین، بارش ۱۵ سانتی‌متر برف در ۲۴ ساعت، و ۱۵ سانتی‌متر برف معادل  $12/5$  میلی‌متر بارندگی مبنای برای روز برف سنگین می‌باشد (علیزاده، ۱۳۸۰: ۱۵۸). با نبود آمار ارتفاع برف برای دوره مطالعه در ایستگاه، مراحل زیر برای تعیین روز برف سنگین انجام شد: روز ۱۲ میلی‌متر بارندگی ثبت شده و بیشتر با دمای روزانه صفر درجه سلسیوس و کمتر، به عنوان روز بارش برف سنگین انتخاب شد. در ادامه، تفکیک دقیق‌تر بارش برف از سایر نزولات فرمول ضریب برفی استفاده شد (بیرودیان، ۱۳۸۲).

فرمول اول:  $P = 100(T_s - T_{min}) / (T_{max} - T_{min})$

$P$  = ضریب برفی،  $T_{max}$  = دمای متوسط پیشینه به درجه سانتی گراد،  $T_{min}$  = دمای متوسط کمینه به درجه سانتی گراد،  $T_s$  = دمای مربوط به ریزش برف (مقدار آن در سطح زمین بین ۱/۶۶ تا ۲/۳۰) است.

جدول ۱ ویژگی جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه مورد مطالعه

ایستگاه	اردبیل	ارومیه	اهر	پیرانشهر	تبریز	تکاب	خوی	سردشت	زنجان	ماکو	مراغه	میانه
طول جغرافیایی	۴۸°۱۷'	۴۵°۵۲'	۴۷°۴۱'	۴۵°۸۵'	۴۶°۱۷'	۴۷°۷'	۴۴°۵۸'	۴۵°۳۰'	۴۵°۲۱'	۴۴°۳۶'	۴۶°۱۶'	۴۷°۴۲'
عرض جغرافیایی	۳۸°۱۵'	۳۷°۳۳'	۳۸°۱۷'	۳۶°۴۰'	۳۸°۸'	۳۶°۳۳'	۳۸°۳۳'	۳۶°۹'	۳۶°۵۱'	۳۹°۲۰'	۳۷°۲۴'	۳۷°۲۷'
ارتفاع	۱۳۴۹	۱۳۱۲	۱۳۹۰	۱۴۵۵	۱۳۶۴	۱۳۱۷	۱۱۰۷	۱۱۵۰	۱۴۶۳	۱۴۷۰	۱۴۷۷	۱۴۶۲

در ادامه روزهای با ضریب برفی ۹۰ درصد و بیشتر جدا و جهت تمایز دقیق‌تر بارش برف از سایر نزولات آسمانی از ۶ کد هواشناسی ۷۵-۷۰ معرف بارش برف بدون باران و تگرگ استفاده شد. با تعیین روز برف واقعی، آمار کوتاه‌مدت ارتفاع برف که در سال‌های اخیر ثبت شده است جهت آزمون موارد فوق استفاده شد، که نمونه‌ای از آن در زیر آورده شد (جدول ۲)؛ بنابراین با انجام مراحل بالا روزهای واقعی ریزش برف سنگین در شمال غرب ایران به‌عنوان مهم‌ترین مرحله در تعیین مراکز و الگوهای سینوپتیک شناسایی گردید.

جدول ۲ نمونه‌ای از روزهای منتخب بر اساس آستانه تعریف شده در منطقه مورد مطالعه (مأخذ: سازمان هواشناسی کشور)

سال	ماه	روز	متوسط دما	بارش (mm)	ضریب برفی	کد هواشناسی	ارتفاع برف (cm)
۲۰۰۵	۱	۲۴	-۰/۲	۱۵/۴	۱۶۰	۷۰-۷۵	۳۴
۲۰۰۵	۲	۵	-۰/۹	۲۲	۱۶۱	۷۰-۷۵	۲۶
۲۰۰۵	۲	۶	-۰/۹	۲۷	۱۸۱	۷۰-۷۵	۲۲
۲۰۰۷	۱۲	۳	-۰/۳	۲۲	۱۰۰	۷۰-۷۵	۳۵
۲۰۰۹	۱	۱	-۲/۶	۱۲/۹	۳۲۳	۷۰-۷۵	۱۹

- به‌منظور تعیین روز برف در مقیاس سینوپتیک، روز برفی که در دو ایستگاه و بیشتر بارش برف سنگین ریزش کرده به همراه روز قبل و بعدازآن با ریزش برف سنگین در ایستگاه‌های دیگر استخراج شدند. شایان‌ذکر است که در این روزها تعداد ۵ ایستگاه و بالاتر با ریزش برف، اما در دو ایستگاه و بالاتر برف سنگین مشاهده شد؛ بنابراین روزهای برف سنگین در منطقه مطالعه تعیین گردید. به‌منظور تعیین مراکز فعالیت جوی مرتبط با ریزش برف سنگین در شمال غرب ایران، محدوده جغرافیایی مناسب ۱۵-۸۰ درجه طول شرقی و ۱۰-۶۰ درجه عرض شمالی برای دریافت داده رقومی انتخاب گردید؛ بنابراین داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل متر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فشار سطح دریا و سرعت قائم (امگا) سطح ۸۵۰ ه.پ. مراکز

پیش‌بینی محیطی و تحقیقات اتمسفری آمریکا برای ژانویه ۱۹۸۹ تا دسامبر ۲۰۱۰ استفاده گردید. داده‌های رقومی ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ. به‌عنوان سطح مبنا در مطالعات سینوپتیکی و تعیین ویژگی بادهای غربی و حرکات دینامیکی جو، مبنای تعیین کانون‌های فضایی انتخاب شد. لازم به ذکر است در اینجا مراکز فعالیت در سطح میانی جو (سطح ۵۰۰ ه.پ.) تعیین شدند. به‌منظور تعیین مراکز فعالیت سطح ۵۰۰ ه.پ. برف سنگین، روش تحلیل مؤلفه اصلی<sup>۱</sup> با حالت S ماتریس استفاده شد. انتخاب حالت تنظیم به هدف مطالعه بستگی دارد، بنابراین در تحقیق حاضر، چون هدف شناسایی مراکز فعالیت در زمان وقوع بارش برف سنگین بود، ماتریس اولیه با حالت فوق (حالت S) تنظیم گردید. چنانکه در ماتریس اولیه این حالت، ردیف‌ها معرف روز برف سنگین یا مشاهدات و ستون‌ها معرف تلاقی‌ها یا گرید پونت‌ها و متغیر مطالعه (ارتفاع ژئوپتانسیل متر تراز ۵۰۰ ه.پ.) می‌باشد؛ بنابراین ماتریس اولیه شامل ۷۴ ردیف (روز برف سنگین) و ۵۹۸ سلول به ابعاد ۲/۵ درجه است. با استفاده از روش تحلیل مؤلفه اصلی بر روی آن‌ها پردازش‌های بعدی انجام شد. خروجی‌های این روش، شامل ماتریس همبستگی، ماتریس بارگویه‌ها و ماتریس نمرات عاملی است؛ بنابراین برای تعیین مراکز (شاخص‌های مکانی) از ماتریس بارگویه‌ها (ارزش هر تلاقی یا گرید پونت در عامل جدید) استفاده گردید. عامل اصلی، عاملی است که حداقل ۵ درصد واریانس از داده‌ها اولیه را تبیین کرده باشد؛ بنابراین در این مرحله، هفت عامل اولیه که مجموعاً با تبیین ۷۹ درصد واریانس در داده‌های اولیه، انتخاب گردید. در ماتریس بارگویه‌ها از این عامل‌های انتخابی، نقاط و محدوده‌های جغرافیایی که دارای همبستگی فضایی در طول زمان بوده یا همان مراکز فعالیت، شناسایی و نقشه محدوده همبستگی فضایی در پنجره مطالعاتی ترسیم گردید. این سلول‌ها، مناطقی هستند که در ریزش برف سنگین شمال غرب اثر داشته و به‌عبارتی دیگر این مناطق، محل تکرار الگوهای جوی تراز میانی (۵۰۰ ه.پ.) در هنگام وقوع ریزش برف سنگین شمال غرب ایران می‌باشند. به‌این ترتیب نقشه مربوط به هفت عامل اصلی یا مراکز فعالیت (شاخص سینوپتیک) تهیه گردید. لازم به ذکر است بعضی مناطق همبستگی منفی و مناطق دیگر همبستگی مثبت داشته و به‌عبارتی دیگر بارگویه‌ها با نشانه مثبت و منفی می‌باشند. به‌منظور تعیین الگوی سینوپتیکی مؤثر در وقوع برف سنگین در هرکدام از مراکز فعالیت و اینکه چگونه این مراکز فعالیت یا شاخص‌های برفی، ریزش برف را در شمال غرب ایران موجب شده، با استفاده از ماتریس نمرات عاملی (سری زمانی عامل اصلی<sup>۲</sup>)، ارزش هر روز در عامل جدید که ردیف‌ها معرف روزها و ستون‌ها معرف عامل‌های اصلی (هفت عامل اصلی)، استفاده شد. ارزش هر روز در عامل جدید با نمره استاندارد تعیین شده که شامل اعداد منفی و مثبت است. این نمرات منفی و مثبت در شاخص‌ها با نام نمره استاندارد مثبت (فاز مثبت) و منفی (فاز منفی) همان

1 Principle Component Analysis(PCA)

2 Principle Component Score (PCs)

شاخص یا مرکز فعالیت نامیده می‌شوند؛ بنابراین هر مرکز فعالیت شامل دو نقشه، نمره استاندارد منفی و مثبت، است (ریچمن<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶: ۳۰۰)؛ بنابراین برای تعیین الگوهای سینوپتیکی، بالاترین نمرات عاملی مثبت هر شاخص برای ترسیم الگوی نمره استاندارد مثبت همان شاخص (عامل اصلی یا مرکز فعالیت) و پایین‌ترین نمرات منفی برای تعیین الگوی نمره استاندارد منفی در هر عامل تعیین شد. برای تعیین چگونگی رفتار الگوهای سینوپتیکی در سطوح مختلف و متغیرهای مؤثر در وقوع ریزش برف سنگین، نقشه‌های ترکیبی در دو نمره استاندارد مثبت و منفی برای ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ.، فشار سطح زمین، سرعت قائم سطح ۸۵۰ ه.پ. و دمای سطح ۷۰۰ ه.پ. ترسیم گردید. قابل ذکر است در آخر، به‌منظور تعیین دقیق‌تر الگوهای مؤثر در ریزش برف، فقط نمره استاندارد مؤثر در وقوع ریزش برف مشخص شد؛ بنابراین هفت الگوی نمره استاندارد مؤثر در یک قالب برای چهار متغیر جوی، ارتفاع ۵۰۰ ه.پ.، فشار سطح زمین، سرعت قائم ۸۵۰ ه.پ. و دمای ۸۵۰ ه.پ.، در کنار یکدیگر قرار گرفت و وضعیت سینوپتیکی هفت الگو و شرایط دینامیکی جوی در روز وقوع برف سنگین نشان داده شد؛ بنابراین با توجه به مراحل فوق، مراکز فعالیت یا شاخص‌های و الگوهای سینوپتیکی جو در ارتباط با ریزش برف سنگین در شمال غرب ایران تعیین گردید. در هر عامل نمره استاندارد مثبت با خط ممتد و نمره استاندارد منفی با خط بریده مشخص شده و نمره استاندارد از هر عامل که نمره زیر ۶۰ درصد (۰/۶) داشته نشان داده نشد.

#### ۴. بحث و نتایج

بر اساس نتایج تحلیل با ۷۴ روز بارش برف سنگین، هفت عامل اصلی (مرکز فعالیت) شناسایی شد، که در مجموع ۷۹ درصد واریانس از کل داده‌های اولیه را تبیین می‌کنند. عامل اول با درصد ۱۸ بیشترین واریانس و عامل هفتم ۵ درصد واریانس را توجیه می‌کند. مرکز فعالیت عامل اول (۱۸ درصد) با نشانه مثبت منطقه‌ای در دریای عرب و مرکز منفی آن در قطب شمالی (نوسان قطبی) با بارگویه کمتر از ۰/۶ می‌باشد. این الگوی دوقطبی، وضعیت کلی فشار در عرض بالا و پایین نیمه سرد سال در نیمکره شمالی بر روی اوراسیا بوده و حرکت مداری بادهای غربی را تبیین می‌کند. مرکز فعالیت عامل دوم (۱۴ درصد) دارای الگوی الاکلنگی با دو مرکز غربی-شرقی است، که نشان‌دهنده حرکات نصف‌النهاری و پدیده‌های سینوپتیکی مانع<sup>۲</sup> و سردچال<sup>۳</sup> بادهای غربی در اروپا و آسیای غربی می‌باشند که با نشانه مثبت و منفی (نمره استاندارد مثبت و منفی) به ترتیب بر روی سیبری مرکزی و اروپای غربی قرار دارند. همچنین این الگو با الگوی اطلس شرقی -

1 Richman

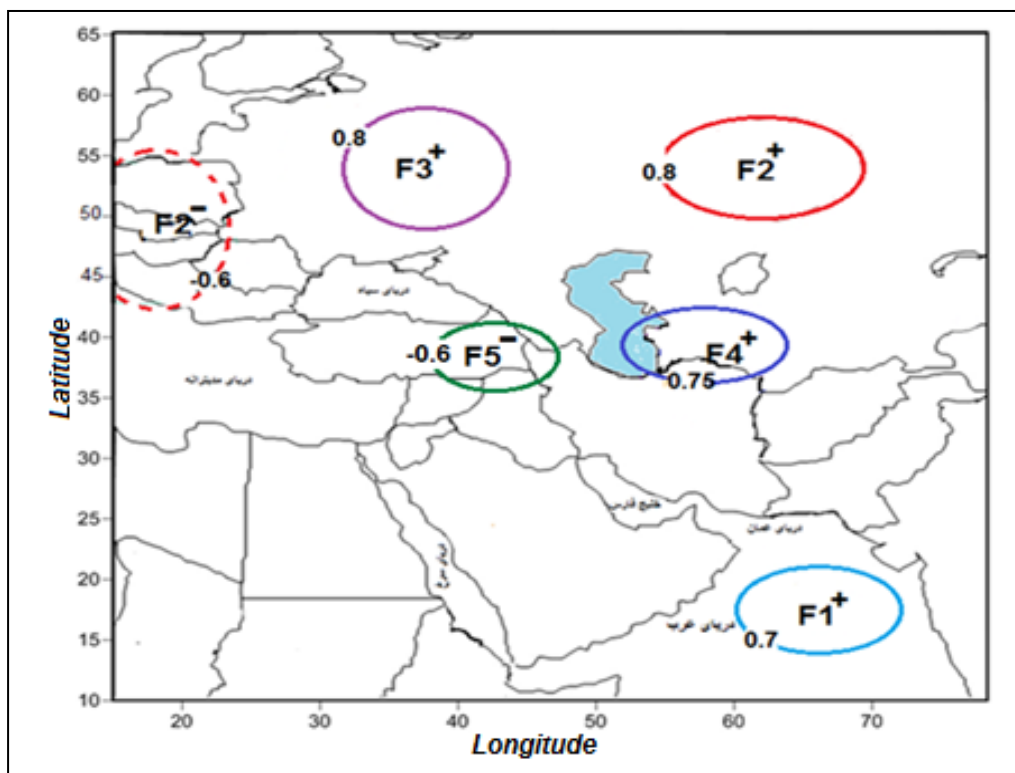
2 Blocking

3 cutoff Low

روسیه غربی ( $EA-WR^1$ )، شاخص مهم اقلیم نیمه سرد سال اوراسیا انطباق دارد (اسلنسکی و همکاران، ۲۰۰۱: ۶۳). به ترتیب موقعیت مرکز عامل سوم (۱۳ درصد) در اروپای شرقی و دریای سیاه (بالکان)، مرکز فعالیت عامل چهارم (۱۲ درصد) در آسیای مرکزی، مرکز فعالیت عامل پنجم (۹ درصد) در آناتولی، مرکز فعالیت عامل ۶ (۷,۴۷ درصد) و عامل ۷ (۵ درصد) دارای بارگویه کمتر از ۰,۶ بوده و بروی نقشه موقعیت آنها نشان داده نشد (جدول ۴ و شکل ۲).

جدول ۴ موقعیت جغرافیایی کانون های فعالیت مؤثر در وقوع برف سنگین شمال غرب ایران

عامل	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم
مکان کانون	سیبری شمالی- دریای عرب	سیبری مرکزی- اروپای غربی	بالکان	آسیای مرکزی	آناتولی



شکل ۳ کانون های فعالیت جوی سطح ۵۰۰ ه.پ. در دوره سرد سال

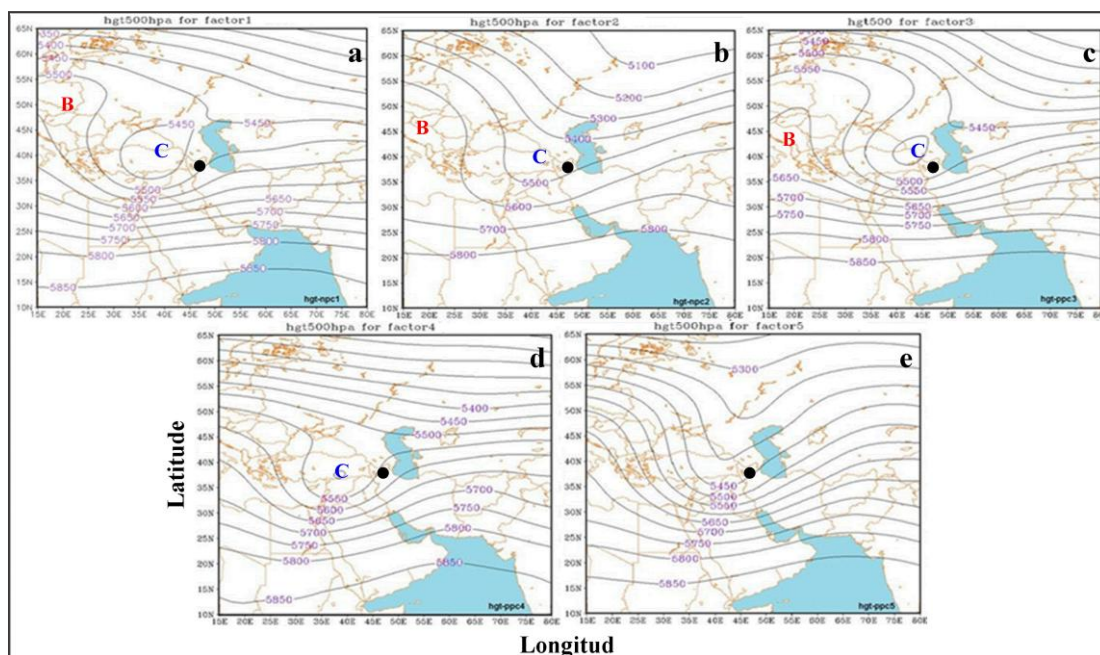
### الگوی جوی شاخص ها

الگوی سطوح میانی جو (سطح ۵۰۰ ه.پ.) نشان داد (شکل ۴)، الگوی اول (a) بیشترین تعداد روز برف سنگین را موجب و در ارتباط با مرکز تاوه قطبی می باشد. در این الگو حرکت نصف النهاری بادهای غربی بر روی اروپا و خاورمیانه قرار دارد و پشته بادهای غربی در اروپا، تقویت و عمیق شدن تاوه قطبی با هم ارتفاع ۵۴۸۰ متر (حجازی



زاده، ۱۳۷۶: ۲۳) در اروپای شرقی و مدیترانه تا غرب ایران با محور شمال شرق- جنوب غرب را موجب می‌شود. همچنین محور ناوه بادهای غربی در خاورمیانه تا شمال شرقی آفریقا ادامه دارد؛ بنابراین عمیق شدن ناوه و سردچال با هم ارتفاع ۵۴۵۰ متر در ترکیه، ریزش مداوم هوای سرد جلوی پشته اروپایی، باعث تداوم برودت و سرما در شمال غرب می‌شود. این شرایط با سردچال در منطقه برای چند روز تداوم و ناپایداری شدید و ریزش برف حادث می‌گردد. همچنین در الگوی دوم (b)، بیشترین تعداد روزها از فاز منفی تأثیر می‌پذیرند. در این الگو نیز بادهای غربی با وزش نصف‌النهاری در اروپا و آسیای غربی می‌وزند. الگوی جوی سطح ۵۰۰ ه.پ. بیانگر وجود ناوه عمیق مایل در تراز میانی با محوریت شمال شرق- جنوب غربی است، که محور ناوه از شمال سیبری تا مصر ادامه دارد. همچنین مانع قوی بر روی مدیترانه و اروپا، پشته پر ارتفاع اروپا را موجب شده است، طوری که هم ارتفاع ۵۶۰۰ متر از اسکاندیناوی و مرکز اروپا می‌گذرد. همزمان سردچال شمال سیبری و عمیق شدن ناوه در آسیای غربی، به ترتیب با هم ارتفاع ۵۵۰۰ و ۵۶۰۰ متر در شرق مدیترانه در عراق تا شمال غرب ایران و شمال مصر قرار دارد. این شرایط دینامیکی و قرارگیری ایران و شمال غرب در جلوی ناوه، ناپایداری شدید را موجب می‌شود. الگوی مرتبط با فاز مثبت مرکز فعالیت سوم (c) در اروپای شرقی، بادهای غربی در جنوب اروپا و خاورمیانه حرکت نصف‌النهاری دارند. در این الگو پشته پر ارتفاعی با محور مایل و جهت جنوب غربی به شمال شرقی از جنوب اروپا تا روسیه غربی مرتبط با مانع در مدیترانه مرکزی می‌باشند. همزمان سیستم سردچال در غرب خزر موجب عمیق شدن ناوه بادهای غربی در شرق دریای مدیترانه شده است. سردچال قفقاز و پشته اروپا موجب شد، بادهای غربی با هم ارتفاع ۵۵۰۰ و ۵۵۵۰ متر از اسکاندیناوی تا دریای سیاه و مدیترانه، به ایران وارد می‌شوند. این شرایط دینامیکی در سطوح میانی جو، ناپایداری شدید و تداوم را موجب گردید. الگوی کانون چهارم (d) در آسیای مرکزی استقرار داشته و روزهای برفی با فاز مثبت این کانون مرتبط می‌باشد. در این الگو، بادهای غربی در جنوب اروپا و خاورمیانه حرکت نصف‌النهاری و در اروپای شمالی و شمال آسیا، حرکت مداری دارند. همچنین پشته مدیترانه مرکزی و جنوب اروپا و سردچال قفقاز موجب عمیق شدن ناوه بادهای غربی در شرق دریای مدیترانه گردید، طوری که محور ناوه تا شمال شرق آفریقا و سردچال با هم ارتفاع ۵۵۰۰ متر بر روی قفقاز و هم ارتفاع ۵۵۵۰ متر از مرکز اروپا تا دریای سیاه، شرق مدیترانه و شمال غرب ایران عبور می‌کند؛ بنابراین در این الگو نیز ناپایداری در دریای سیاه، شرق مدیترانه و در جلوی ناوه در شمال غربی ایران مشهود است. فاز مثبت مرکز فعالیت پنجم (e) مرتبط با جریان نصف‌النهاری و پشته اروپا است، طوری که هم ارتفاع ۵۷۰۰ متر در شمال مدیترانه و جنوب اروپا قرار دارد. همزمان ناوه عمیق بادهای غربی از شمال روسیه غربی تا جنوب مصر در غرب آسیا مشهود است. در این الگو، تاوه قطبی با هم ارتفاع ۵۴۵۰ و ۵۴۰۰ متر از اسکاندیناوی تا دریای سیاه، ترکیه و عراق به ترتیب از شمال و شمال غرب ایران گذشته و ایران در جلوی ناوه و ناپایداری شدید قرار دارد؛ بنابراین الگوهای فوق، عوامل مؤثر برف سنگین شمال غرب ایران، ناوه عمیق بادهای غربی در غرب آسیا از روسیه غربی تا شمال شرقی آفریقا است. این شرایط در سطوح میانی جو مرتبط با حرکات نصف‌النهاری بادهای غربی در اثر پشته بلند و مانع اروپا، مدیترانه مرکزی

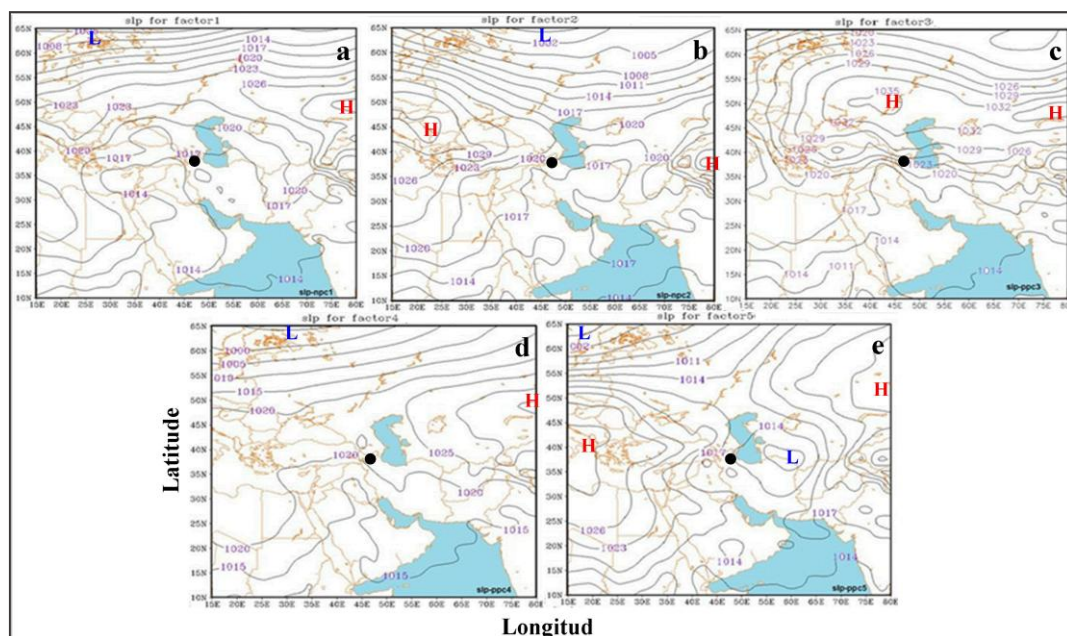
و سردچال قفقاز می‌باشد. توده‌های سرد از شمال اروپا و اسکاندیناوی در عقب ناوه به دریای سیاه، شرق مدیترانه و شمال شرق ایران بوزند. همچنین در این شرایط تاوه قطبی با هم ارتفاع ۵۴۸۰ متر تا شمال غرب و غرب ایران تا عراق ادامه دارد.



شکل ۴ الگوی ارتفاعی سطوح میانی جو (۵۰۰ ه.پ.): a: الگوی اول، b: الگوی دوم، c: الگوی سوم، d: الگوی چهارم، e: الگوی پنجم

الگوهای فشار سطح زمین (سطح ۱۰۰۰ ه.پ.) نشان داد (شکل ۵)، در کانون اول (a) پرفشار قوی سبیری بر روی قزاقستان با هم فشار ۱۰۳۲ ه.پ. از شمال دریای خزر با زبانه هم فشار ۱۰۲۶ ه.پ. تا اروپا کشیده شده و هم فشار ۱۰۱۷ ه.پ. در منطقه قرار دارند. هم فشار ۱۰۱۴ و ۱۰۱۷ ه.پ. در منطقه مطالعه و ایران، سردی هوا در سطح زمین را با ورود توده‌های سرد عرض بالا نشان می‌دهند. هم زمان کم فشار در شمال اسکاندیناوی مشهود است. الگوی سطح زمین کانون دوم (b)، کم فشار در قطب و شمال اوراسیا و زبانه‌های آن تا شمال دریای خزر ادامه دارد. همزمان پرفشار جنوب اروپا و پرفشار سبیری در بیابان تارم در شمال غربی چین با هم فشار ۱۰۳۲ ه.پ. قرار دارند. در این الگو، هم فشار ۱۰۲۰ ه.پ. از شمال منطقه، دو پرفشار را به هم وصل می‌کند و هم فشار ۱۰۱۷ ه.پ. از ایران و منطقه مطالعه بین دو هم فشار ۱۰۱۷ و ۱۰۲۰ ه.پ. قرار دارد. این شرایط حکایت از سردی بیشتر هوا در سطح زمین نسبت به الگوی اول دارند، که در ارتباط با نفوذ بیشتر هوای سرد در عقب ناوه و نفوذ تاوه قطبی است. همچنین گسترش شرق سوی پرفشار با مرکز ۱۰۳۲ ه.پ. و عبور جریان آن از دریای سیاه و مدیترانه، سبب ایجاد گرادیان حرارتی و ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به واسطه گردش و اچرخند در منطقه شد. الگوی سطح زمین در سومین کانون (c)، پرفشار قوی و

کشیده با چند سلول بسته از اروپا تا جنوب سیبری و الگوی ترکیبی پرفشار سیبری با پرفشار اروپا می‌باشد. در این الگو، سلول بسته با هم فشار ۱۰۳۵ ه.پ. در اروپای شرقی و قزاقستان و هم فشار ۱۰۲۳ و ۱۰۲۶ از شمال غرب ایران می‌گذرند. این پرفشار قوی با فشار مرکزی ۱۰۳۵ ه.پ. و گردش و اچرخندی گسترده، واگرایی شدید سطوح میانی و ناوه عمیق در شرق دریای مدیترانه، سبب بروز ناپایداری و صعود هوا می‌شود. الگوی فشار سطح زمین در کانون چهارم (d)، پرفشار قوی سیبری با هم فشار ۱۰۳۵ ه.پ. بر روی قزاقستان قرار دارد و هم فشار ۱۰۲۰ ه.پ. از آسیای مرکزی تا جنوب اروپا و شمال آفریقا ادامه دارد. همزمان کم فشار جنب قطبی در شمال اسکانندیناوی با هم فشار ۹۹۵ ه.پ. مشهود است. در این الگو هم فشار ۱۰۲۰ ه.پ. پرفشار سیبری از ایران گذشته و نشان از سرمای هوا در روز وقوع برف سنگین دارد. الگوی سطح زمین پنجمین کانون (e)، پرفشار قوی در جنوب اروپا تا شمال آفریقا با هم فشار ۱۰۲۹ ه.پ. در مدیترانه مرکزی با زبانه ۱۰۱۷ ه.پ. تا غرب ایران نفوذ کرده است. همزمان پرفشار قوی سیبری در آسیا با هم فشار ۱۰۳۰ ه.پ. در بیابان تارم و قزاقستان مشهود می‌باشد. همزمان کم فشار در غرب اسکانندیناوی با هم فشار ۹۹۹ ه.پ. مستقر و زبانه آن با هم فشار ۱۰۱۱ ه.پ. در شمال شرق ایران مشهود است. در این الگو، ورود توده سرد از عرض بالا در غرب کم فشار و شرق پرفشار از اروپای شرقی، کاهش شدید دما در منطقه مطالعه را به همراه دارد؛ بنابراین در روز وقوع برف سنگین در شمال غرب ایران، الگوی پرفشار در سطح زمین مشهود است. چنانکه پرفشار قوی سیبری در آسیای مرکزی با پرفشار قوی در جنوب اروپا ادغام می‌شود. همزمان کم فشار جنب قطبی در شمال اروپا با جابجایی در شمال اوراسیا بر گسترش فضایی پرفشارها اثر می‌گذارد.

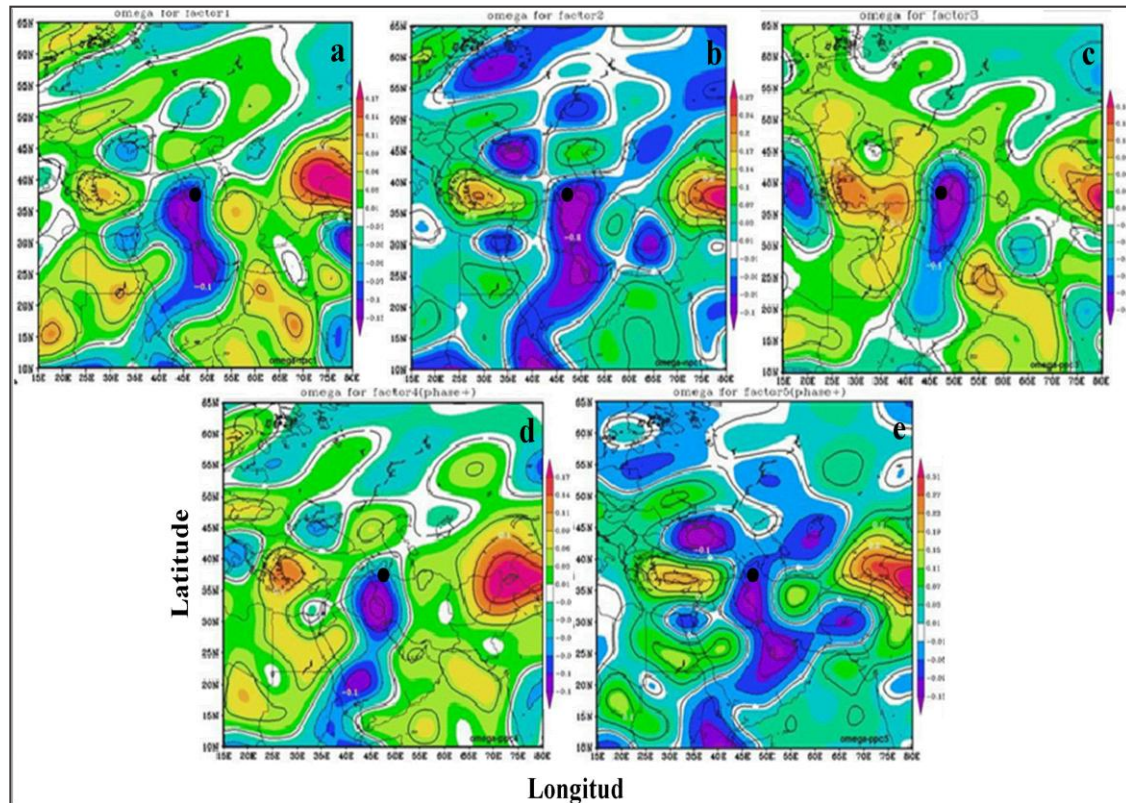


شکل ۵ الگوی ارتفاعی سطح زمین (۱۰۰۰ ه.پ.): a: الگوی اول، b: الگوی دوم، c: الگوی سوم، d: الگوی چهارم، e: الگوی پنجم

الگوهای سرعت قائم سطوح پایین جو (سطح ۸۵۰ ه.پ.) نشان داد (شکل ۶)، سرعت قائم جو در الگوی کانون اول (a)، منفی و بیشینه سرعت قائم با هوای در حال صعود در شمال غرب و غرب ایران تا خلیج فارس است. در مناطق دیگر با بیشینه منفی سرعت قائم در جنوب مدیترانه، دریای سیاه، ناپایداری و صعود هوا مشهود می‌باشد. در این الگو، سرعت قائم  $-۰/۱$  پاسکال بر ثانیه در منطقه و سرعت قائم مثبت در شمال شرق و شرق ایران تا عمان و هوای نزولی وجود دارد. در این الگو مرکز بیشینه سرعت قائم مثبت در بیابان تاریخیم و محل پرفشار سیبری با سرعت قائم  $-۰/۱۷$  قرار دارد. این شرایط جوی بیانگر تداوم هوای در حال صعود و ناپایداری شدید در غرب و شمال غرب ایران و هوای نزولی در شمال شرق و شرق ایران دارد. در الگوی سرعت قائم جو از کانون دوم (b)، مناطق با سرعت قائم منفی و صعود هوا در محدوده جغرافیایی مطالعه گسترش داشته و مناطق با بیشینه سرعت قائم منفی در غرب و شمال غرب ایران، دریای سیاه، جنوب شرقی مدیترانه و پاکستان مشهود است. چنانکه محدوده با سرعت قائم  $-۰/۱$  در منطقه مطالعه، ناپایداری و صعود شدید هوا را نشان می‌دهند. همچنین مناطق با سرعت قائم مثبت و نزول هوا در شمال غربی چین تا شرق ایران و بیابان تاریخیم با بیشینه سرعت قائم مثبت با  $+۰/۲۷$  و شمال یونان در مدیترانه شرقی وجود دارند. این بیانگر نزول هوا در شمال شرق ایران و صعود هوا در غرب و شمال غرب ایران دارد. در الگوی کانون سوم (c)، منطقه بیشینه منفی سرعت قائم جو با  $-۰/۱۴$  در غرب ایران تا منطقه و دریای خزر و منطقه دیگر سرعت قائم منفی در مدیترانه مرکزی و ایتالیا قرار دارد. بیشینه مثبت سرعت قائم جو در غرب چین با سرعت قائم  $+۰/۱۸$  و دیگر محدوده سرعت قائم مثبت در دریای عمان، شرق خلیج فارس و شرق مدیترانه مشهود است. این شرایط حاکی از ناپایداری و صعود هوا در منطقه و جنوب دریای خزر و فرونشینی هوا در مناطق با سرعت قائم مثبت دارد. همچنین بیشینه منفی سرعت قائم در چهارمین کانون (d) بر روی عراق، غرب ایران و جنوب غربی عربستان با سرعت قائم  $-۰/۱$  که با عبور از منطقه، ناپایداری و صعود هوا را نشان می‌دهد. در این الگو دریای سیاه با سرعت قائم منفی و صعود هوا و بیشینه مثبت سرعت قائم در شرق افغانستان، شمال پاکستان تا شرق ایران و شمال شرق دریای مدیترانه مشهود است. بیشینه مثبت سرعت قائم جو با سرعت قائم  $-۰/۱۷$  در شرق افغانستان قرار دارد. این شرایط حاکی از ناپایداری هوا در عراق، شرق ایران و بیشینه پایداری در شرق افغانستان با پرفشار سیبری دارد. الگوی سرعت قائم جو در کانون پنجم (e)، منفی و بیشینه سرعت قائم منفی در دریای سیاه، جنوب خزر تا دریاچه آرال، شمال غرب و غرب ایران تا خلیج فارس، جنوب عربستان تا پاکستان قرار دارد. چنانکه هم سرعت  $-۰/۰۹$  در منطقه و مناطق با سرعت قائم مثبت در غرب چین، شرق افغانستان، شمال شرقی ایران و ترکیه قرار دارد. بیشینه سرعت قائم  $+۰/۳۱$  پاسکال بر ثانیه در غرب چین مشاهده شد. در این شرایط، ناپایداری و صعود هوا در منطقه و غرب ایران و همزمان نزول هوا در شمال شرقی ایران با پرفشار سیبری می‌باشد؛ بنابراین در روز برف سنگین، بیشینه



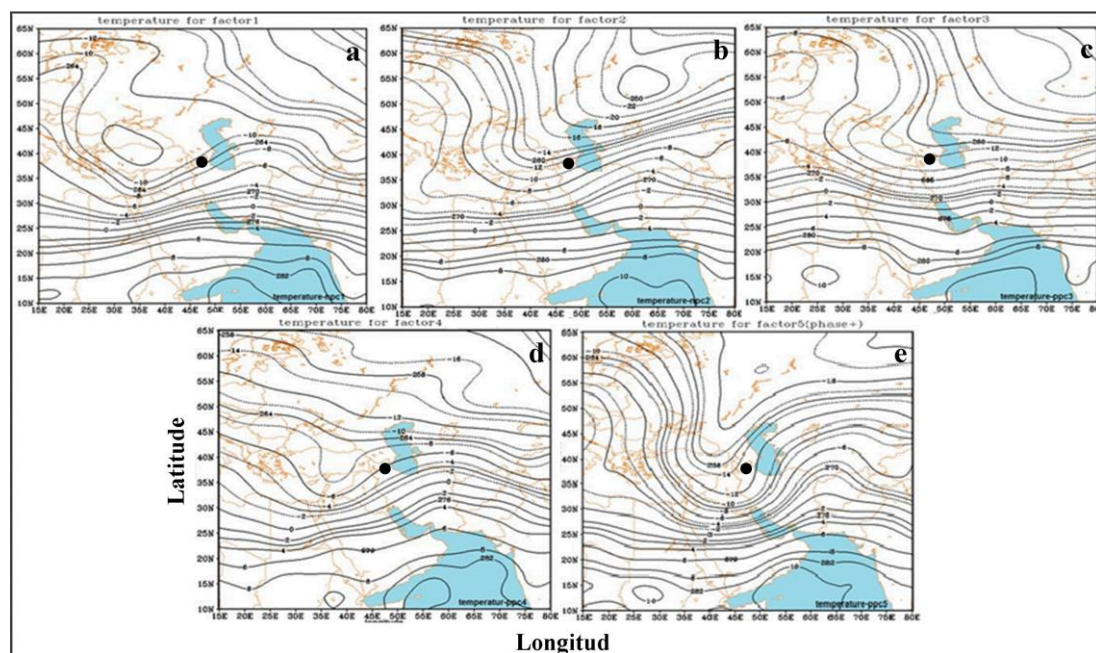
ناپایداری در منطقه و پایداری و نزول هوا در اثر زبانه پرفشار در شرق و شمال شرقی ایران وجود دارد.



شکل ۶ الگوی سرعت قائم (سرعت قائم جو) سطوح پایین جو (۸۵۰ ه.پ.): a: الگوی اول، b: الگوی دوم، c: الگوی سوم، d: الگوی چهارم، e: الگوی پنجم

الگوهای دمایی سطوح پایین جو (سطح ۷۰۰ ه.پ.) نشان می‌دهد (شکل ۷)، در الگوی دمای کانون اول (a)، هم دمای صفر درجه از جنوب ایران، خلیج فارس و جنوب شرق ایران گذشته و نیمه شمالی ایران دمای ۲- تا ۱۰- درجه سلسیوس را تجربه می‌کند. در منطقه مطالعه، هم دما ۱۰- درجه سلسیوس از اسکانندیناوی تا شرق مدیترانه و شمال غربی ایران امتداد دارد. فشردگی خطوط هم دما در شرق دریای مدیترانه نشانه ورود توده‌های سرد از عرض بالا به شرق مدیترانه و اختلاف دما با عرض پایین‌تر دارند. همچنین اختلاف دما در غرب ایران از جنوب خلیج فارس تا آذربایجان، ۱۴ درجه سلسیوس و سلول بسته هم دمای ۱۲- درجه سلسیوس در دریای سیاه مرتبط با سردچال قرار دارد. این الگو با ورود تاوه قطبی از عرض بالا، موجب سردی و رطوبت هوا در منطقه شد. در کانون دوم (b) دمای سطوح پایین جو در ایران کاهش داشته و هم دمای صفر درجه در جنوب ایران قرار دارد. این الگو نسبت به الگوی قبل سردتر است،

خط همدمای ۱۳- درجه سلسیوس از ماکو گذشته و اختلاف دما از ۴ درجه سلسیوس در جنوب خلیج فارس به ۱۳- در ماکو با ۱۷ درجه سلسیوس نوسان مشهود است. خطوط هم دمای کمتر از ۱۰- درجه سلسیوس از عرض بالا، اقیانوس اطلس شمالی و اسکاندیناوی با عبور از دریای سیاه و شمال شرقی دریای مدیترانه تا شمال غرب ادامه دارند. در این الگو خطوط هم دما با ناوه باد غربی، دمای شمال دریای خزر و آرال به ۲۰- درجه سلسیوس می‌رسد. در کانون سوم (c) نیز دماها در ایران پایین و همدمای صفر درجه از خلیج فارس و شمال سیستان گذشته و از محور شمال شرقی - جنوب غربی ناوه تبعیت می‌کند؛ بنابراین خطوط همدمای ۱۰- و ۱۲- درجه سلسیوس از عرض بالا و اصلی شمالی، قطب شمال و شمال اسکاندیناوی به شرق اروپا، دریای سیاه و منطقه مطالعه و انتقال هوای سرد و مرطوب به منطقه و ریزش برف را نشان می‌دهند. همچنین در این الگو، شیب دما در مدیترانه زیاد و ۴ درجه سلسیوس (۰ تا ۴- درجه) اختلاف دما و هم دمای بسته ۶- درجه سلسیوس در شمال اروپا و اسکاندیناوی با سیستم مانع در سطوح میانی جو مرتبط است؛ بنابراین ورود توده‌های سرد از جنوب قطب شمال به شمال غربی ایران و نوسان دما در جنوب و شمال ایران، ۱۶ درجه سلسیوس می‌باشد. الگوی دمایی چهارمین کانون (d) نسبت به الگوهای قبلی، گرم‌تر و خط هم دمای صفر درجه از خوزستان تا خراسان رضوی در شمال شرقی ایران ادامه دارد. در این الگو، جنوب ایران با دمای ۶ درجه و شمال ایران با دمای ۶- درجه، نوسان ۱۲ درجه سلسیوس را تجربه می‌کنند. همچنین منطقه مطالعه بین دو هم دمای ۸- و ۶- درجه و همدمای اروپا و جنوب اروپا تا شرق مدیترانه مشهود است. در این الگو تاوه قطبی به منطقه وارد نشده و با توجه به عبور همدمای از مدیترانه و الگوی سطح میانی جو، نقش مدیترانه در وقوع ریزش‌ها غالب می‌باشد. شرایط دمایی سطح ۷۰۰ در پنجمین کانون (e) در منطقه مطالعه شدید، چنانکه همدمای صفر درجه سلسیوس از مرکز خلیج فارس تا مرکز شرق ایران و جنوب استان خراسان جنوبی می‌گذرد. در بین الگوها، شیب تغییرات دمای ایران بیشترین، چنانکه چابهار با دمای ۶ درجه و ماکو با دمای ۱۵- درجه سلسیوس، نوسان ۲۱ درجه را تجربه می‌کنند. در این الگو خط همدمای ۲- درجه با مانع اروپا و دمای پایین از شمال اروپا و اسکاندیناوی به شرق دریای مدیترانه و غرب ایران ادامه دارد؛ بنابراین در این الگو خطوط همدمای ۱۲- و ۱۴- درجه از شمال اسکاندیناوی، اطلس شمالی و جنب قطبی به دریای سیاه و منطقه می‌رسد؛ بنابراین در تمام الگوها، دمای سطوح پایین جو شمال غرب ایران کمتر از ۱۰- درجه سلسیوس و هم دمای صفر درجه در جنوب ایران قرار دارد. این شرایط دمایی در سطوح میانی، بارش جامد را به همراه دارند.



شکل ۷ الگوی دمایی سطوح میانی جو (۷۰۰ ه. پ.): a: الگوی اول، b: الگوی دوم، c: الگوی سوم، d: الگوی چهارم، e: الگوی پنجم

### ۵. نتیجه گیری

شاخص‌های مکانی (مراکز فعالیت) بارش برف سنگین شمال غرب ایران در سطح میانی جو به ترتیب شاخص سبیری شمالی، اروپای غربی - سبیری مرکزی، بالکان، آسیای مرکزی و منطقه توران می‌باشند. این مناطق در روزهای برفی فعال بوده و الگوهای جوی مرتبط با این شاخص‌ها، حرکت نصف‌النهاری بادهای غربی، مانع (بلوکی‌نگ) جنوب اروپا، ناوه مرکز آسیا و سردچال آناتولی می‌باشند. در این الگوها گسترش تاوه قطبی با هم ارتفاع ۵۴۸۰ متر (حجازی زاده، ۱۳۷۶: ۲۳) به عرض پایین و شمال غرب ایران، ورود توده سرد قطبی به منطقه را موجب گردید. الگوی سطح زمین در روز برف، پرفشار می‌باشد. در روزهای برفی، پرفشار سبیری و پرفشار جنوب اروپا ترکیب شده و از جنوب اروپا تا آسیای مرکزی گسترش دارند (فهیمی نژاد، حجازی زاده، علیجانی و ضیائیان، ۱۳۹۱: ۲۸۱). چگونگی گسترش و ترکیب آن‌ها مرتبط با جابجایی مداری و نصف‌النهاری کم فشار جنب قطبی می‌باشد. شرایط دینامیکی جو در روز برفی با ناپایداری هوا و سرعت قائم منفی در منطقه مطالعه، دریای سیاه، شرق دریای مدیترانه و جنوب غربی دریای خزر و پایداری هوا با سرعت قائم مثبت با زبانه پرفشار سبیری در شمال شرق ایران، شرق افغانستان و پاکستان مشهود است؛ بنابراین تقویت سیستم باران‌زا شمال غرب ایران مرتبط با اثر پرفشار سبیری از شرق و شمال شرق ایران است که در مطالعات گذشته نیز اثبات گردید (کلارک، سررز و رایبسون، ۱۹۹۹: ۲۷، پروانه، شیرانوند و درگاهیان، ۱۳۸۹). در روز برف سنگین، دمای در سطوح میانی جو منطقه کمتر از ۱۰- درجه

سلسیوس و هم دمای صفر درجه سلسیوس در خلیج فارس تا شمال سیستان قرار دارد. در این روزها، نوسان دما در غرب ایران بالای ۱۵ درجه سلسیوس است. این شرایط دمایی پیامد اثر مانع و پشته بلند بر روی اروپا، توده اطلس شمالی و شمال اروپا به دریای سیاه، دریای مدیترانه و ناپایداری شدید در اثر تداوم سیستم سردچال آناتولی در منطقه می‌باشد. همچنین عوامل محلی و جغرافیایی، ارتفاعات بلند و پرفشار محلی در وقوع برف مؤثرند. شاخص‌های سینوپتیک روزهای برف سنگین شمال غرب و شرایط دینامیکی و جوی حاکم در پیش‌بینی سیستم و چگونگی رخداد برف (مدیریت ریسک) آگاهی‌بخش است و شاخص وقوع پدیده‌های اقلیمی در اطراف و نزدیک ایران مستقرند.

### کتابنامه

- امینی نیا، کریم؛ لشگری، حسن؛ علیجانی، بهلول؛ (۱۳۸۹). بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران. فضای جغرافیایی. شماره ۲۹. صص ۱۶۳-۱۴۵.
- بهبودی، عظیم؛ (۱۳۸۹). تحلیل آماری و سینوپتیکی بارش برف سنگین در اردبیل. رساله دکتری دانشگاه اردبیل.
- بیرودیان، نادر؛ (۱۳۸۳). برف و بهمن (مدیریت مناطق برف‌گیر). چاپ اول، انتشارات دانشگاه امام رضا. صص ۳۲۰.
- پروانه، بهروز؛ شیرانوند، هنگامه؛ درگاهیان، فاطمه؛ (۱۳۸۹). بررسی الگوهای سینوپتیکی روزانه بارش برف سنگین در غرب ایران. همایش جغرافیای طبیعی در برنامه ریزی محیطی. ۵ و ۶ خرداد ماه.
- حجازی زاده زهرا؛ (۱۳۷۶). بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره. مجله رشد جغرافیا، شماره ۴۵. صص ۲۵-۲۰.
- رضیعی، طیب؛ عزیزی، قاسم؛ محمدی، حسین؛ خوش اخلاق، فرامرز؛ (۱۳۸۶). الگوهای روزانه گردش جوی زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران و خاورمیانه. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۹۳. صص ۲۱-۹.
- علیجانی، بهلول؛ (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیک. انتشارات سمت، چاپ دوم، صص ۲۵۵.
- علیزاده، الف؛ (۱۳۷۸). اصول هیدرولوژی پیشرفته. چاپ یازدهم، مشهد، انتشارات آستان قدس، دانشگاه امام رضا. صص ۶۲۲.
- فهیمی نژاد، الهام؛ حجازی زاده، زهرا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز؛ (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای. ش ۱۹. صص ۳۰۲-۲۸۱.
- لشکری، حسن؛ (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر ۱۳۸۲ در ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۶۶. صص ۱۸-۱.

- Bartolini, E., Claps, P., & Odorico, P. D. (2010). Connecting European snow cover variability with large scale atmospheric patterns. *Advance in geosciences*, 26, 93-97.
- Bednorz, E. (2008). Synoptic reasons for heavy snowfall in the Polish-German low land, *Theoretical and Applied Climatology*, 92, 133-140.
- Bednorz, E. (2011). Synoptic conditions of the occurrence of snow cover in central European lowlands. *International journal of climatology*, 31, 1108-1118.
- Beniston, M. (1997). Variation of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large scale climatic facings. *Climate Change*, 36, 281-300.



- Birkland, K. & Mock, C. (1996). Atmospheric circulation patterns associated with heavy snowfall events Bridger Bowl, Montana, USA. *Mountain research and development*, 19, 281-286.
- Clark, M. P., Serreze, M. C., & Robinson, D. A. (1999). Atmospheric controls on Eurasian snow extent. *International Journal of Climatology*, 19, 27-40.
- Darrow, M. A. (1995). Flow pattern conducive for heavy snow in the northern big horn mountains of north central Wyoming. *National Weather Digests*, 19, 2-9.
- Esteban, P., Jones, P. D., & Martin-Vide, J. Mases, M. (2005). Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 25, 319-329.
- Hartley, S. & Keables, M. J. (1998). Synoptic associations of winter climate and snowfall variability in New England, USA, 1950-1992. *International Journal of Climatology*, 18, 281-298.
- Houssos, E. E., Lolis, C. J., & Bartzokas, A. (2007). The atmospheric conditions over Europe and the Mediterranean favoring snow events in Athens, Greece. *Advance Geosciences*, 12, 127-135.
- Konrad, C. E. (1996). Relationships between the intensity of cold-air outbreaks and the evolution of synoptic and planetary-scale features over North America. *Monthly Weather Review*, 124, 1067-1083.
- Lashkari, H. (1999). Synoptic analysis of cold wave sweeping 1382 in Iran. *Physical Geography Research*, 66, 1-18.
- Richman, M. B. (1986). Rotation of principle component. *Journal of Climatology*, 6, 235-293.
- Rodionov, S. & Assel, R. (2000). Atmospheric teleconnection patterns and severity of winters in the Laurentian Great Lakes basin. *Atmospheric-Ocean* 38, 601-635.
- Slonosky, V. C., Jones, P. D., & Davies, T. D. (2001). Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995. *International Journal of Climatology*, 21, 63-75.
- Ueda, H., Kibe, A., Saitoh, M., Inoue, T. (2014). Snowfall variation in Japan and its linkage with tropical forcing. *International journal of climatology*, 35(6), 991-998.
- Yarnal, B. (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis*. London, a primer: Belhaven press.