

ارتباط بین الگوهای گردشی بزرگ مقیاس تراز دریا با ریزش برف در شمال غرب ایران

سعید جهانبخش^۱، مجید رضایی بنفشه^۲، اسماعیل حقیقی^{۳*}، ایمان روستا^۴

^۱ عضو هیئت علمی دانشگاه تبریز، استاد گروه جغرافیای طبیعی

^۲ عضو هیئت علمی دانشگاه تبریز، دانشیار گروه جغرافیای طبیعی

^۳ دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز

^۴ دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا

چکیده

در این پژوهش با به کارگیری رویکرد محیطی به گردشی (تعیین الگوهای گردش جو بر حسب شرایط محیطی) مهم‌ترین سامانه‌های همدیدی موثر بر بارش برف در شمال غرب ایران مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور ابتدا داده‌های روزانه ۲۶ ایستگاه برف‌سنجی در ناحیه شمال غرب شامل استان‌های (آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، اردبیل، کردستان و زنجان) از تاریخ دی ۱۳۲۹ تا تاریخ آذر ۱۳۸۳ از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. همچنین برای شناسایی الگوهای جوی، داده‌های میانگین روزانه فشار تراز دریا از سری داده‌های بازکاوی شده‌ی مرکز پیش‌بینی‌های محیطی ایالات متحده از تاریخ ۱۹۵۱ تا تاریخ ۲۰۰۴ برداشت گردید و با تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار الگوهای جوی طبقه‌بندی گردیدند. همچنین برای محاسبه تعداد خوشه‌ها از روش‌های درون‌سو و برون‌سو استفاده گردید و با تحلیل نقشه‌های کل روزها تعداد خوشه‌ها تعیین گردید. در نهایت برای شناسایی مهم‌ترین سامانه‌ها، همبستگی درون گروهی بین هر خوشه به عمل آمد و روزی که بیشترین همبستگی را با سایر روزها در یک خوشه داشت به عنوان روز نماینده الگوی گردشی آن خوشه انتخاب و مبنای واکاوی این پژوهش واقع گردید. نتایج نشان داد که بارش برف در شمال غرب ایران در اثر ورود سامانه‌های مختلف دور و نزدیک به این ناحیه شکل می‌گیرد. به طوری که بارش برف در این ناحیه تحت ۲ شرط عمده رخ می‌دهد که عبارتند از: ۱- نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال غرب به این ناحیه ۲- ورود پرفشار دریای سیاه به این ناحیه. همچنین به نظر می‌رسد در الگوی دوم زمانی که پرفشار دریای سیاه، کم فشار ایسلند، پرفشار آزر و کم فشار سودان در اوج فعالیت خود باشند شاهد ریزش‌های برف سنگین در این ناحیه می‌باشیم به طوری که در این الگو یعنی همزمان با تقویت سامانه‌های مذکور میزان بارش برف و پراکنش آن در سطح ایستگاه‌های مورد مطالعه افزایش چشمگیری پیدا نموده است.

کلید واژه‌ها: رویکرد محیطی به گردشی، تحلیل خوشه‌ای، پرفشار سیبری، پرفشار دریای سیاه، شمال غرب

مقدمه

بخش قابل توجهی از بارش در سطح کره زمین به صورت برف می‌باشد و برای مدتی کم یا زیاد در سطح زمین باقی مانده و در نهایت در چرخه هیدرولوژی قرار می‌گیرد (کاویانی، ۱۳۸۶، ۱۲۱). برف یکی از صور مختلف بارش است که از چگالش توده‌های هوای مرطوب در طی صعود و در شرایطی که درجه حرارت هوا کمتر از نقطه انجماد باشد شکل می‌گیرد. در این وضعیت، به جای قطرات آب، بلورهای شش وجهی یخ به وجود می‌آید که به تدریج در اثر برخورد و پیوستن به یکدیگر دانه‌های برف با اندازه‌ها و شکل‌های گوناگون ایجاد می‌شود (کاویانی و همکاران، ۱۳۸۲، ۱۵). برف در مناطق کوهستانی و عرض‌های جغرافیایی بالا دارای اهمیت ویژه‌ای است. در ایران بیشینه روزهای برفی به طور میانگین در ناحیه شمال غرب و در حدود ۲۵ روز در سال است. در مناطق کوهستانی غرب و شمال غرب ایران آب حاصل از ذوب برف‌ها تا ۹۰ درصد جریان رودخانه‌ها را تشکیل می‌دهد (موحد دانش، ۱۳۷۶، ۱۸۶) طبق بررسی‌های به عمل آمده، حدود ۶۰ درصد آب‌های سطحی و ۵۷ درصد آب‌های زیرزمینی کشور در مناطق برف‌گیر کشور جریان دارد (تماب، ۱۳۷۵، ۱۳۱).

حجم پژوهش‌های انجام گرفته در زمینه‌ی تاثیر تراز سطح دریا بر آب و هوای سطح زمین بسیار زیاد است. روش‌شناسی این پژوهش‌ها نیز به تعداد کارهای انجام گرفته متعدد است. تحلیل مولفه‌های مبنا و خوشه‌بندی از عمده‌ترین آن‌ها می‌باشند. تکنیک مولفه‌های اصلی برای نخستین بار جهت طبقه‌بندی آب و هوا توسط فاکوکا^۱ و لورنز^۲ ۱۹۴۱ و ۱۹۵۶ برگرفته از توابع متعامد تجربی وارد ادبیات آب و هواشناسی شد. هدف از این پژوهش شناسایی مهم‌ترین الگوهای جوی موثر بر ریزش برف در شمال غرب ایران می‌باشد. درباره مهم‌ترین الگوهای جوی موثر بر بارش در ایران و جهان به طور فراوان مطالعه شده است و نتایج گوناگونی درباره‌ی الگوهای گردشی این بارش‌ها توسط پژوهشگران حاصل گردیده است. تحقیقاتی که در ایران در زمینه‌ی بارش برف به عمل آمده است بیشتر در زمینه برآورد حجم ذخایر برفی و پهنه‌بندی پوشش برف بویژه با استفاده از سنجش از دور می‌باشد. و در مورد تحقیقات همدیدی آن مطالعات کمی صورت گرفته است. کوفمن و همکاران^۳ (۱۹۹۰، ص ۱۶۸) مبانی طبقه‌بندی داده‌ها با استفاده از تحلیل خوشه‌ای را مورد بررسی قرار داده‌اند. جین و همکاران^۴ (۲۰۰۰) تغییرپذیری غیرفصلی میانگین فشار تراز دریا و بارش اروپا را با استفاده از تحلیل مولفه مبنا مطالعه نمودند، آن‌ها دریافتند که نوسانات اقیانوس اطلس شمالی نقش مهمی در تغییرپذیری غیر فصلی بارش‌ها داشته ولی این تحلیل مهم‌ترین بسامد تغییرپذیری ریزش بارش‌ها در اروپا نبوده، در واقع مهم‌ترین عامل تغییر فشار تراز دریا تاثیرگذار بر روی بارش‌های اروپا را تغییرپذیری الگوهای دریای شمال دانسته‌اند. استنلی و همکاران^۵ (۲۰۰۵) در بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش برف در ایالات متحده به این نتیجه رسیدند که این الگوها نوسانات گسترده‌ای را داشته‌اند. استبان و همکاران^۶ (۲۰۰۵) در مطالعه الگوهای گردشی جو در روزهای ریزش برف سنگین در آندورا دریافتند که هفت الگو

¹ Fukuka

² Lorenz

³ Kaufman

⁴ Jean

⁵ Stanley

⁶ Esteban

وجود دارد که در بیشتر آن‌ها مولفه باد اقیانوسی (اطلس) با یک همرفت مدیترانه‌ای همراه با هوای سرد قاره‌ای هم‌زمان است که می‌تواند سبب ریزش برف سنگین شود. کیو سان لیم و همکاران^۱ (۲۰۰۵) در پژوهشی در مورد رخداد برف سنگین ایالت هونام^۲ کره جنوبی در دسامبر ۲۰۰۵ دریافتند که سازوکار ایجادکننده برف سنگین و غیرعادی به واسطه هم‌زمانی دماهای بالای سطح آب دریای زرد با دمای ۴ الی ۶ درجه کلون بالاتر از میانگین درازمدت و نیز وجود سامانه پرفشار سرد قاره‌ای می‌باشد. جان و همکاران^۳ (۲۰۰۷) به تجزیه و تحلیل چگونگی انباشت برف در کوه‌های پیرنه فرانسه در ارتباط با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس پرداختند و روند منفی قابل توجهی را در ارتباط با انباشت برف در طول نیمه دوم قرن بیستم نشان دادند. همچنین نشان دادند که در فاز مثبت NAO شاهد کاهش میزان بارش برف در مناطق مذکور می‌باشیم. ای هوسوس و همکاران^۴ (۲۰۰۸) شرایط جو همراه با بارش‌های سنگین را در یونان با روش‌های آماری چند متغیره (تحلیل عاملی و خوشه‌بندی) مورد بررسی قرار داد. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که مهم‌ترین تفاوت میان این خوشه‌ها عبارت بوده‌اند از ۱- همراهی و تشدید شرایط سطح زمین و جو بالا ۲- غلبه سامانه‌های خاص ۳- تشدید جریانات هوای سطح زمین که توزیع فضایی بارش‌های سنگین یونان را به هم مرتبط می‌دارد. جان آلبرت لویز^۵ (۲۰۰۸) روند بارش‌های زمستانی جزیره‌ی ایبری را، برای شناسایی ارتباط الگوهای گردشی با شاخص‌های پیوند از دور داده‌های فشار تراز دریا با استفاده از تکنیک تحلیل مولفه‌ی مینا به کار گرفتند. نتایج حاصل از کار آن‌ها نشان داد که بیشترین مقدار افزایش فشار شامل پرفشار روی مرکز اروپاست که این پرفشار با فاز مثبت AO و NAO و با فاز منفی ENCO^۶ همراه بوده است. دیوید چانگنون و همکاران^۷ (۲۰۰۸) در بررسی ۲۴۱ طوفان برف در شرق و شمال شرق ایالات متحده در دوره زمانی ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۰ سه مسیر اولیه را برای این طوفان‌ها مورد شناسایی قرار دادند؛ اول از سمت بادپناه شرق و شمال شرق کوه‌های راکی به سمت دریاچه‌های پنج‌گانه، دوم از حوضه پایین رودخانه‌ی می‌سی‌سی‌پی به سمت دریاچه‌های پنج‌گانه و سوم نوار ساحلی اقیانوس اطلس که در بیشتر از ۶۷٪ طوفان‌های برف، فشار سطح دریا در محدوده‌ی ۹۸۰ تا ۹۹۹ هکتوپاسکال بوده است. جیان کی سان و همکاران^۸ (۲۰۱۰) ویژگی‌های فضایی و زمانی حوادث بارش برف شدید در چین و تغییرات آن‌ها را در طول دوره ۱۹۶۲-۲۰۰۰ مورد بررسی قرار داده‌اند. تجزیه و تحلیل روند بارش‌ها نشان می‌دهد که در ۳۹ سال گذشته، یک روند کاهشی بارش در شرق چین و روند رو به رشد در سین کیانگ در شمال غربی چین و فلات تبت شرقی وجود داشته است. همچنین خروجی مدل‌های هواشناسی هم نشان می‌دهد که در قرن ۲۱ یک روند کاهشی را در تنوع فرکانس برف در نواحی جنوب و در نواحی شمالی ابتدا با افزایش و سپس کاهش را مشاهده خواهیم کرد. ریچارد و همکاران^۹ (۲۰۱۲) به بررسی وقوع بارش زودهنگام برف در شمال شرقی چین پرداخته و عنوان نموده‌اند که عامل این رویداد قرارگیری یک تراف عمیق با

¹ Que-san-lim

² Hu-num

³ john

⁴ Hossos

⁵ John Albert Lopez

⁶ Elnino-Southern Oscillation

⁷ David Changnon

⁸ jian-ki-sun

⁹ Richard

ناهنجاری ۵- ژئوپتانسیل دکامتر بر روی منطقه مورد مطالعه بوده که باعث نفوذ هوای سردشمالی بر روی شمال شرقی چین و مغولستان شده است. علیجانی (۱۳۷۳) مسیر سیکلونی و عوامل ایجاد بارش را در ایران بررسی کرده است. علیجانی و حیدری (۱۳۷۸) با استفاده از تحلیل خوشه‌ای سه رژیم بارش اصلی برای ایران شناسایی کردند که نتایج این بررسی نشان داد که توزیع زمانی بارش در ایران با عرض جغرافیایی ارتباط دارد. مفیدی (۱۳۷۹) در بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه بر بارش ایران نتیجه گرفت که بیشترین همبستگی بین فرود در منطقه دریای سیاه، به‌ویژه نیمه شرقی دریا و بارش ایران در غرب تا شمال غرب کشور مشاهده می‌شود. علیجانی (۱۳۸۱) با استفاده از روش‌های کمی سعی کرده است الگوهای فشار منطقه خاورمیانه را مطالعه کند و پس از شناسایی آن‌ها، اثر آن‌ها را در توزیع بارش و دمای ایران بررسی نماید. شکوهی جم (۱۳۸۵) در تحلیل همبستگی بارش برف‌های سنگین شمال غرب ایران به وجود ناوه ژرف بر فراز منطقه در تراز میانی وردسپهر اشاره می‌کند که در اثر گسترش سامانه بندالی بر روی کوه‌های اورال همراه با نفوذ شدید و شمال‌سوی زبانه کم‌فشار سودانی در تراز زیرین و برقراری شیو شدید پربندها به صورت همگرا، ایجاد می‌شود به نحوی که تقابل هوای بسیار سرد عرض‌های بالا با هوای گرم عرض‌های جنب استوایی سبب ریزش برف می‌گردد فرید مجتهدی و همکاران (۱۳۸۵) به واکاوی همبستگی رخداد بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ استان گیلان پرداختند و نتایج حاصل از کار آن‌ها نشان داد که استقرار سامانه پرفشار شبه‌بندالی در شمال شرق دریای خزر و حرکت غرب‌سوی آن به اروپای شرقی و همزمان با حرکت شرق‌سوی انتهای ناوه اسکاندیناوی شرق مدیترانه و قرارگیری آن به صورت ناوه موب در شمال ایران سبب رخداد باران‌های زیاد در خزر و در نهایت با تضعیف سامانه شبه‌بندالی زوجی و حرکت شرق‌سوی آن سبب نفوذ پربند تاوه پیراقطبی به منطقه و ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و اسکاندیناوی بر روی خزر به‌ویژه در سواحل جنوب غربی آن در گیلان و در نهایت ریزش سنگین برف گردیده است. علیزاده و همکاران (۱۳۹۰) طبقه‌بندی الگوهای گردشی موثر بر آب و هوای ایران در تراز دریا را مورد بررسی قرار دادند. نتایج کار آن‌ها نشان داد که مهم‌ترین الگوهای تراز دریا تاثیرگذار بر روی ایران شامل الگوهای سرد بارش مند، سرد کم‌بارش، بسیار سرد پربارش، معتدل بارش مند و گرم بسیار کم‌بارش می‌باشد. نوری و همکاران (۱۳۹۱) در بررسی الگوهای همبستگی فشار تراز دریا در رخداد های بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر، نتیجه‌ی حاصل از تحلیل فشار تراز دریا نشان می‌دهد که ۱۶ الگوی اصلی در گروه‌های بارشی سنگین تر منطقه وجود دارند و به‌طور کلی پرفشار اروپایی سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های غیر همرفت را به‌وجود می‌آورند. رضایی و قبادی (۲۰۱۲) در تجزیه و تحلیل سینوپتیکی برف در دشت گیلان نشان دادند که نمونه منجر شده به بارش برف در این ناحیه تحت تاثیر کم فشار قطبی و تسلط کم فشار قطبی که هوای سرد را به این ناحیه توسط بادهای غربی وارد نموده و باعث ایجاد آب و هوای خیلی سرد در یک شکل موجی شده است. تراف حاصل از این سیستم با محور شمالی- جنوبی به مدت ۳ روز در منطقه مستقر بوده و رطوبت نیز عمدتاً از دریای خزر و سپس دریای مدیترانه و سیاه تامین شده است.

پیش بینی به موقع بارش برف و اقدامات موثر در این زمینه می‌تواند تا حدود زیادی خطرات ناشی از آن را کاهش دهد. از اینرو مسئولان حمل و نقل شهری، کشاورزان و ... باید آمادگی لازم را برای پیشگیری از بروز خطر و واکنش سریع در برابر آن داشته باشند. سیلاب‌های حاصل از ذوب برف در بهار که با بارندگی بهاره همراه است

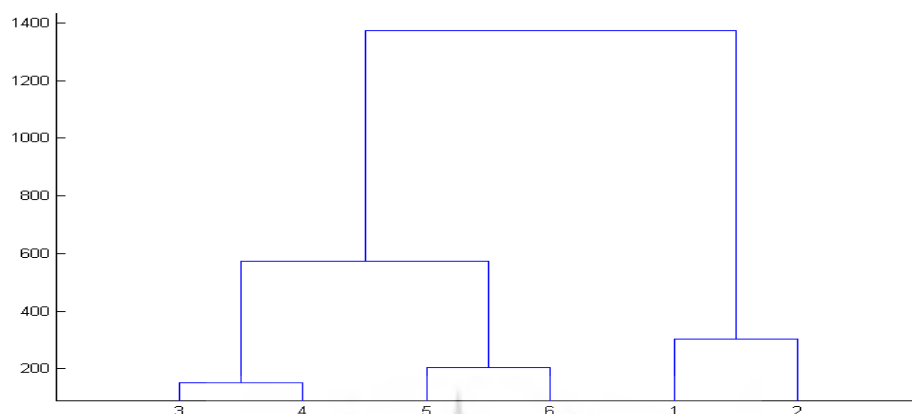
باعث فرسایش خاک و ایجاد خساراتی به کشاورزان می‌شود. یخبندان‌های بعد از ریزش برف باعث لغزندگی سطح جاده‌ها و تصادفات جاده‌ای می‌شود که همه ساله جان بسیاری از افراد را می‌گیرد (حیدری، ۱۳۸۴، ۷۷).

روش شناسی

در مطالعات اقلیم شناسی همدیدی دو نوع روش مطالعه وجود دارد ۱- گردشی به محیطی ۲- محیطی به گردشی (مسعودیان، ۱۳۸۵). در این پژوهش برای شناخت و بررسی سامانه‌های همدیدی موجد ریزش برف در ناحیه مورد مطالعه از رویکرد محیطی به گردشی (تعیین الگوهای گردش جو را بر حسب شرایط محیطی در سطح زمین) استفاده گردید. برای انجام آن ابتدا داده‌های روزانه ۲۶ ایستگاه برف‌سنجی در ناحیه شمال غرب شامل استان‌های (آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، اردبیل، کردستان و زنجان) از سازمان هواشناسی کشور در تاریخ ۱۹۵۱/۱/۱ تا تاریخ ۲۰۰۴/۱۲/۳۰ برداشت گردید، سپس به منظور شناسایی سامانه‌های روزهای همراه با برف فراگیر در ناحیه، دو شرط دو نظر گرفته شد، اول اینکه؛ در طی روزهای برفی میانگین ریزش برف در حوضه مورد مطالعه، حداقل یک میلی‌متر باشد و حداقل ۱۰٪ ایستگاه‌ها برف دریافت کرده باشند. بر این اساس ۱۵۳۹ روز به دست آمد که در سطح حوضه دارای شرایط بیان شده بودند. در مرحله دوم بعد از شناخت روزهای بارش برف فراگیر در حوضه، داده‌های میانگین روزانه فشار تراز دریا^۱ از سری داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR به تعداد ۱۳۵۳ شبکه در همان روزها در محدوده صفر تا ۸۰ درجه عرض شمالی و صفر تا ۱۰۰ درجه طول شرقی از طریق برنامه نویسی در محیط نرم افزار (Grads) استخراج گردید. در مرحله سوم برای شناخت الگوهای گردشی تراز دریا موجد ریزش برف، از تکنیک تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار استفاده شد. به گونه‌ای که در ابتدا فواصل بین نقطه‌ای داده‌ها از روش اقلیدسی محاسبه شد و سپس با روش ادغام وارد داده‌ها گروه‌بندی شدند. هدف اصلی روش خوشه‌بندی، ایجاد گروه‌ها و طبقاتی است که تنوع و تفرق درون گروهی آن‌ها کمتر از تفرق و پراکنش بین گروهی باشد. روش فاصله‌ای (تحلیل خوشه‌ای) معمولاً برای گروه‌بندی‌های دو یا چند معیاری به کار می‌رود. در این روش برای تعیین فاصله اعضا از یکدیگر از هندسه اقلیدسی استفاده می‌شود. طبق فاصله اقلیدسی بین نقاط زمانی یا مکانی، ماتریس فاصله‌ها حاصل می‌شود که بر اساس فاصله‌های این ماتریس، گروه‌های مکانی و زمانی تعیین می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۱، ۱۷۳ و ۱۷۲). در این پژوهش برای تعیین فاصله خوشه‌ها از روش وارد استفاده شد. در این روش از بین تمام خوشه‌ها، زوجی با هم ترکیب می‌شود که مجموع مربعات انحرافات اعضای خوشه ادغامی آن‌ها از میانگین مربوطه کمترین باشد. در واقع در این روش میزان پراش درون گروهی به حداقل و پراش برون گروهی به حداکثر می‌رسد، در نتیجه تجانس و همگنی گروه‌های حاصله به بیشینه خود میل می‌کند (مسعودیان، ۱۳۸۶، ۷). همچنین برای محاسبه تعداد خوشه‌ها از روش‌های درون سو و برون سو استفاده گردید و با تحلیل نقشه‌های کل روزها تعداد خوشه‌ها تعیین گردید. سپس برای ایستگاه‌های مورد نظر دارنمای کلی در نرم افزار متلب ترسیم گردید. هدف اصلی خوشه‌بندی افزایش واریانس بین گروهی و کاهش واریانس درون گروهی است. با توجه به روش تقطیع دارنما که روشی درون سو بوده و با توجه به واریانس داده‌ها، نحوه شکست دارنما، همگنی گروه‌های حاصله

^۱ Sea Level pressure

و استفاده از آزمون مقایسه میانگین‌ها ۶ الگو، شکل ۱، برای فشار تراز دریا مشخص شد. در نهایت برای شناسایی مهم‌ترین سامانه‌ها همبستگی درون گروهی بین هر خوشه به عمل آمد و روزی که بیشترین همبستگی را با سایر روزها در یک خوشه داشته به عنوان روز نماینده الگوی گردشی آن خوشه انتخاب و مبنای واکاوی این پژوهش واقع گردید. برای ترسیم نقشه الگوهای گردشی تراز دریا از نرم افزار سرفر استفاده شد.



شکل ۱) دارنمای خوشه‌های میانگین فشار تراز دریا

یافته‌ها و بحث و نتایج

تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌ها نشان داد که ۶ خوشه می‌تواند به بهترین نحو الگوهای موجد برف در ناحیه را شناسایی نماید. ویژگی‌های هر یک از این خوشه‌ها به همراه درصد فراوانی آنها در جدول (۱) نمایان شده است.

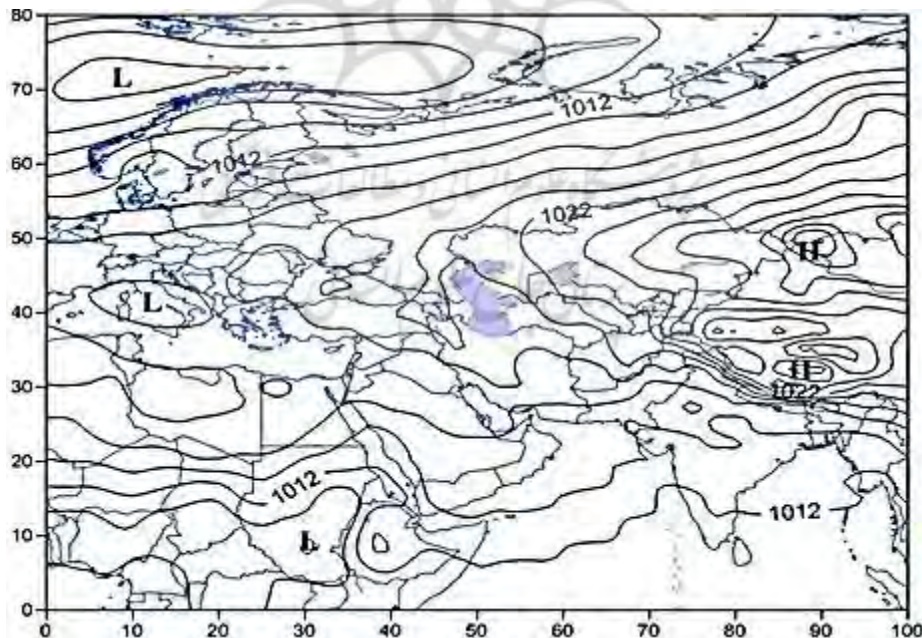
جدول ۱) ویژگی‌های طبقه‌بندی روزهای برفی

خوشه	رخداد	درصد رخداد	میانگین مساحت (درصد)	میانگین بارش برف (سانتی‌متر)	همبستگی روز نماینده	تاریخ روز نماینده خوشه
1	485	31.54	۱۱	0.34	0.48	17/11/2002
2	433	28.13	21	1.2	0.51	28/1/1985
3	87	5.65	35.33	3	0.46	27/12/98
4	170	11.04	۱.۵۰	4	0.50	18/1/1994
5	208	13.51	70.7	9	۶۰.۰	24/12/2003
6	156	10.13	84.85	15	0.62	28/1/2008

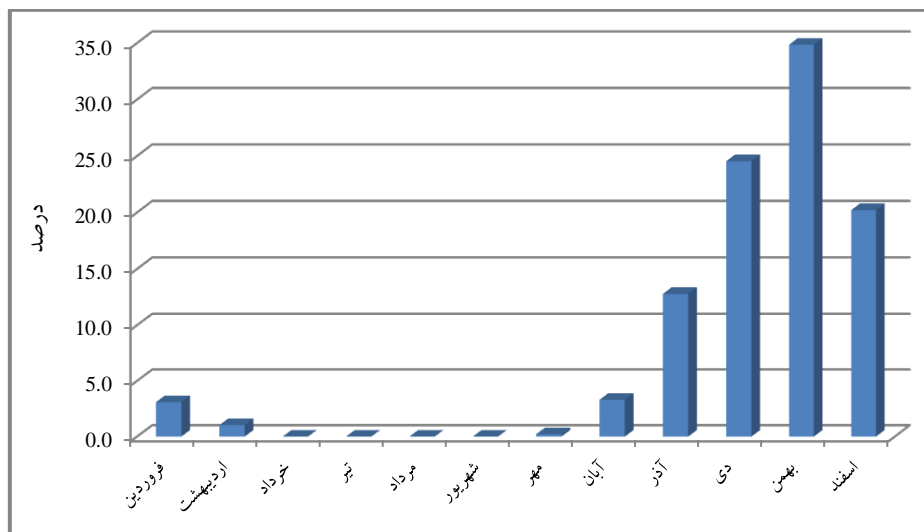
الگوی ترکیبی خوشه اول و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۴۸۵ رخداد می‌باشد که در مجموع ۳۱.۵ درصد کل رخدادها را تشکیل داده است. همچنین این خوشه پر رخدادترین خوشه برفی در منطقه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه ۰/۳۴ سانتی‌متر است که به طور متوسط ۱۱ درصد منطقه مورد مطالعه بارش برف را دریافت می‌کند که کمترین میزان مساحت در بر گیرنده بارش برف در میان ۶ خوشه مورد مطالعه در منطقه مورد نظر بوده

است. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۴۸ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها دارد. همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود دو الگوی پرفشار در شرق و شمال شرق ایران مشاهده می‌شود که اولی پرفشار تبت با فشار مرکزی ۱۰۳۰ هکتوپاسکال و دومی پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۳۶ هکتوپاسکال می‌باشد. خط هم‌فشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکالی مرکز پرفشار سیبری از شمال ایران و دریای خزر گذشته و زبانه‌ی آن تا نواحی شمال غرب ایران نفوذ نموده است و زبانه هم‌فشار ۱۰۱۸ هکتوپاسکالی آن نیز از روی نواحی شمال شرقی، مرکزی و غربی ایران گذشته و تقریباً تا جنوب اروپا و شمال دریای مدیترانه نفوذ نموده است. همچنین منحنی هم‌فشار بسته‌ای با فشار مرکزی ۱۰۱۸ هکتوپاسکال بر روی دریای سیاه شکل گرفته است شرایط فوق باعث ریزش هوای سرد بر روی دریای سرخ و دینامیکی شدن کم‌فشار سودانی که رطوبت خود را از دریای سرخ جذب نموده و منحنی بسته‌ی آن با فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بر روی سودان قرار گرفته، شده است و باعث تقویت مرکز همگرایی دریای سرخ شده است. حرکت مرکز همگرایی دریای سرخ به سمت شمال شرق و ادغام شدن با کم‌فشاری که بر روی کشور عربستان واقع می‌باشد در تقابل با زبانه‌های پرفشاری که باعث ریزش هوای سرد به ناحیه مورد نظر شده است باعث جبهه‌زایی در این ناحیه شده است. بنابراین در این خوشه شکل ۲ تقابل هوای سرد شمالی ناشی از نفوذ زبانه پرفشار سیبری به این ناحیه و مرکز همگرایی دریای سرخ اصلی ترین عامل بارش برف در ناحیه‌ی مورد نظر بوده است. شکل ۳ درصد فراوانی رخداد ماهانه‌ی این الگو را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود این الگو در اوایل پاییز شروع می‌شود و در ماه‌های دی و بهمن به اوج خود می‌رسد و تا اردیبهشت ادامه دارد.



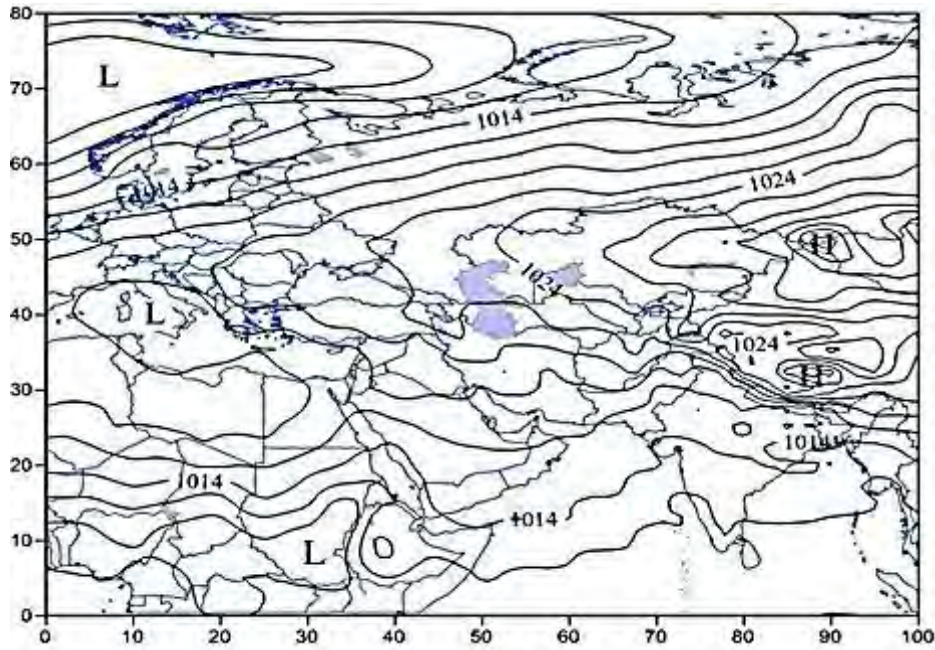
شکل ۲) الگوی فشار تراز دریا روز نماینده خوشه اول تاریخ 17/11/2002



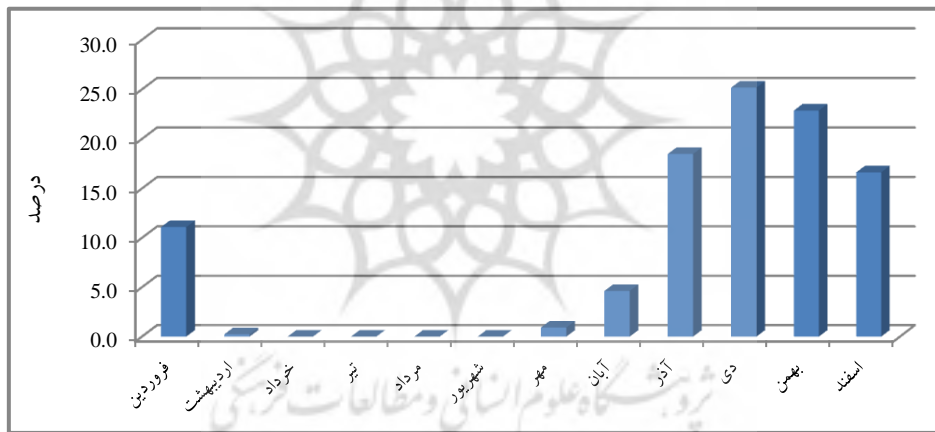
شکل ۳) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه اول

الگوی ترکیبی خوشه دوم و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۴۳۳ رخداد می‌باشد که در مجموع ۲۸.۱ درصد کل رخدادها را تشکیل داده است. همچنین این خوشه دومین خوشه به لحاظ فراوانی تعداد روزهای بارش برف در ناحیه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه در منطقه مورد مطالعه ۱.۲ سانتیمتر است که به طور متوسط ۲۱ درصد منطقه بارش برف را دریافت می‌کند. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۵۱ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها در این خوشه دارد. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود در این الگو نیز زیانه‌ی پرفشار سیبری و تبت با شدت بیشتری ایران را تحت تاثیر قرار داده‌اند و زیانه‌ی ۱۰۲۲ هکتوپاسکالی بر روی دریای خزر و شمال غربی ایران و زیانه‌ی ۱۰۲۰ هکتوپاسکالی نیز سراسر نوار شمالی ایران را تا شرق اروپا و شمال دریای مدیترانه در بر گرفته است که تسلط این پرفشار باعث سرد شدن میانگین دمایی کشور شده است. همچنین پرفشار آזור گسترش بیشتری بر روی دریای مدیترانه یافته است و سبب ریزش هوای سرد بر روی شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ شده است. تحت این شرایط، تقویت کمربند پرفشار آזור بر روی مدیترانه و نفوذ عمیق‌تر و شدیدتر زیانه‌ی پرفشار سیبری به نواحی داخلی و شمال غربی ایران و تشدید شیو فشار بر روی این نواحی ناشی از تقابل با مرکز همگرایی دریای سرخ باعث جبهه‌زایی در این ناحیه شده است. بنابراین در این الگو شکل ۴ نیز مانند الگوی قبل تقابل هوای سرد شمالی ناشی از نفوذ زیانه پرفشار سیبری به این ناحیه و مرکز همگرایی دریای سرخ اصلی‌ترین عامل بارش برف در ناحیه‌ی مورد نظر بوده است. شکل ۵ درصد فراوانی رخداد ماهانه‌ی این الگو را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود در این الگو نیز فراوانی درصد رخداد ماهانه در اوایل پاییز شروع می‌شود و در ماه‌های دی و بهمن به اوج خود می‌رسد.



شکل ۴) الگوی فشار تراز دریا روز نماینده خوشه دوم تاریخ 28/1/1985

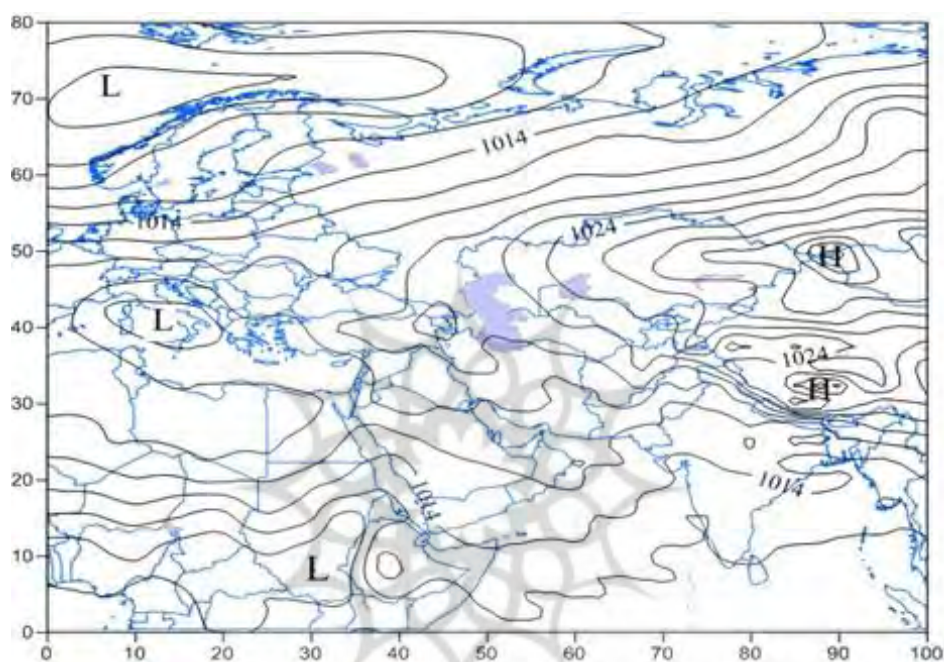


شکل ۵) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه دوم

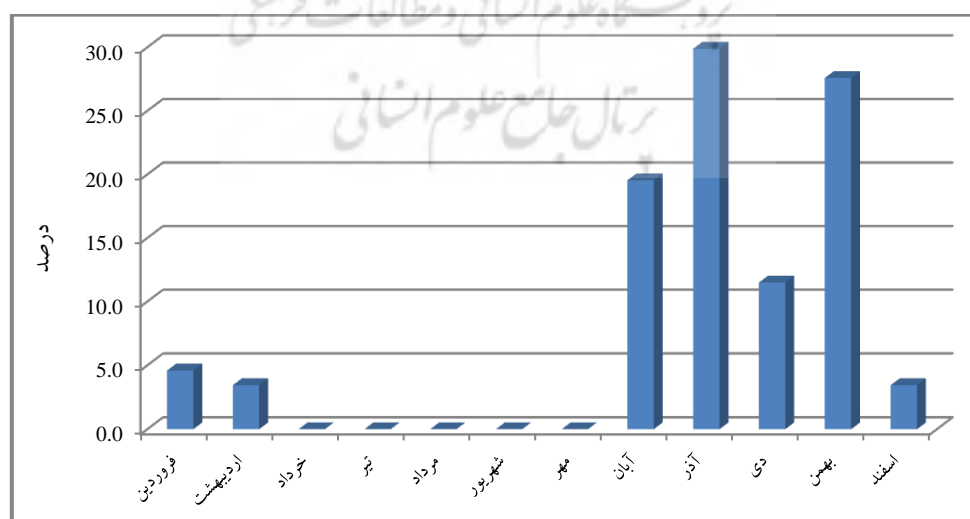
الگوی ترکیبی خوشه سوم و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۸۷ رخداد می‌باشد که در مجموع ۵.۶ درصد کل رخدادهای تشکیل داده است همچنین این خوشه دارای کمترین فراوانی تعداد روزهای بارش برف در ناحیه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه در منطقه مورد مطالعه ۳ سانتیمتر است که به طور متوسط ۳۵.۳ درصد منطقه در این خوشه بارش برف را دریافت می‌کند. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۴۶ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها در این خوشه دارد. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود در این الگو زبانه‌ی پرفشار سیبری با حرکت شرق سوی خود اندکی ضعیف‌تر شده در حالی که منحنی پرفشار بسته‌ای بر روی دریای سیاه و شمال غرب ایران شکل گرفته است (پرفشار دریای سیاه).

آنچه که در این الگو متمایز است تقویت کم فشار پاکستان می باشد که زبانه‌ی آن شرق و جنوب کشور را تحت تاثیر قرار داده است و در این حالت با کم فشار سودانی ادغام شده است و یک ناحیه ی کم فشاری را بر روی مدار ۳۰ درجه ی شمالی به وجود آورده است. در این الگو شکل ۶ به دلیل شکل گیری دو ناحیه ی کم فشار و پرفشار در شمال و جنوب ایران و افزایش شیو دمایی بر روی ایران و شکل گیری منطقه ی جبهه‌زایی شاهد بارش برف در این ناحیه می باشیم. فراوانی رخداد این الگو در شکل ۷ نشان می دهد که در ماه های آذر و بهمن شاهد بیشترین فراوانی این الگو می باشیم.



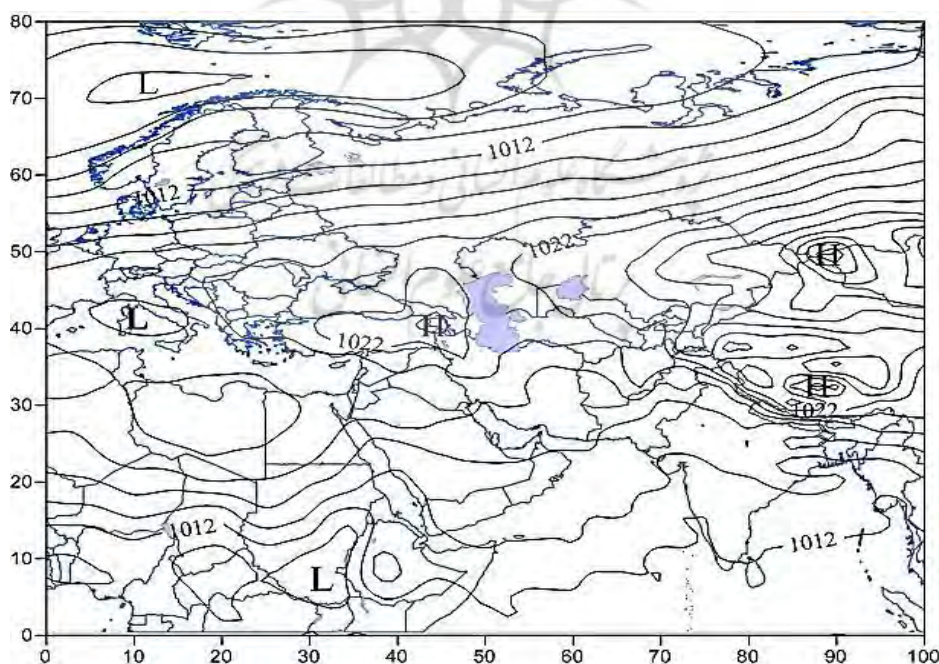
شکل ۶) الگوی فشار تراز دریا روز نماینده خوشه سوم تاریخ 27/12/98



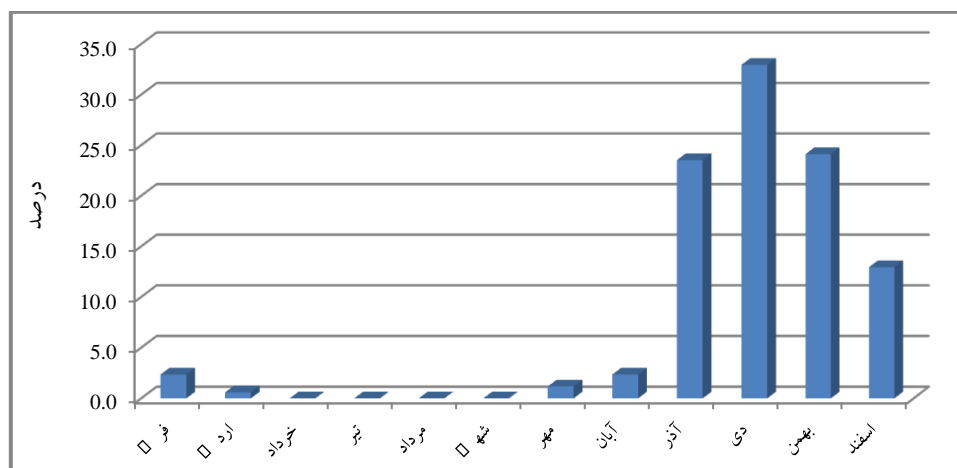
شکل ۷) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه سوم

الگوی ترکیبی خوشه چهارم و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۱۷۰ رخداد می‌باشد که در مجموع ۱۱ درصد کل رخدادها را تشکیل داده است. همچنین این خوشه از نظر فراوانی چهارمین خوشه دارای بیشترین فراوانی روزهای بارش برف در ناحیه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه در منطقه مورد مطالعه ۴ سانتی‌متر است که به‌طور متوسط ۵۰ درصد منطقه در این خوشه بارش برف را دریافت می‌کند. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۵۰ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها در این خوشه دارد. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود در این الگو منحنی پرفشار دریای سیاه که بر روی شمال غرب ایران قرار گرفته قوی‌تر شده و دارای دو سلول هم‌فشار بسته با فشار مرکزی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال می‌باشد که با حرکت و اچرخندی خود باعث ریزش هوای سرد بر روی ناحیه ی مورد مطالعه شده است. همچنین پرفشار آזור تقویت شده و چندین مرکز هم‌فشار بسته را بر روی مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل داده است که باعث ریزش هوای سرد بر روی منطقه همگرایی دریای سرخ می‌شود. بنابراین با تقویت پرفشار دریای سیاه و پرفشار آזור و ریزش هوای سرد بر روی کم‌فشار سودانی این کم‌فشار از حالت حرارتی به حالت دینامیکی تبدیل می‌کند که رطوبت خود را از دریای سرخ جذب و به سمت ایران حرکت می‌کند و شیو فشار قوی‌ای را در این ناحیه به وجود آورده است که این افزایش گرادیان فشار باعث جبهه زایی و ناپایداری و در نهایت ریزش برف بر روی ناحیه‌ی مورد نظر شده است. فراوانی رخداد این الگو در شکل ۹ نشان می‌دهد که شروع بارش این الگو از آبان ماه بوده و تا فروردین ماه ادامه دارد و در ماه‌های آذر و دی به اوج خود می‌رسد.



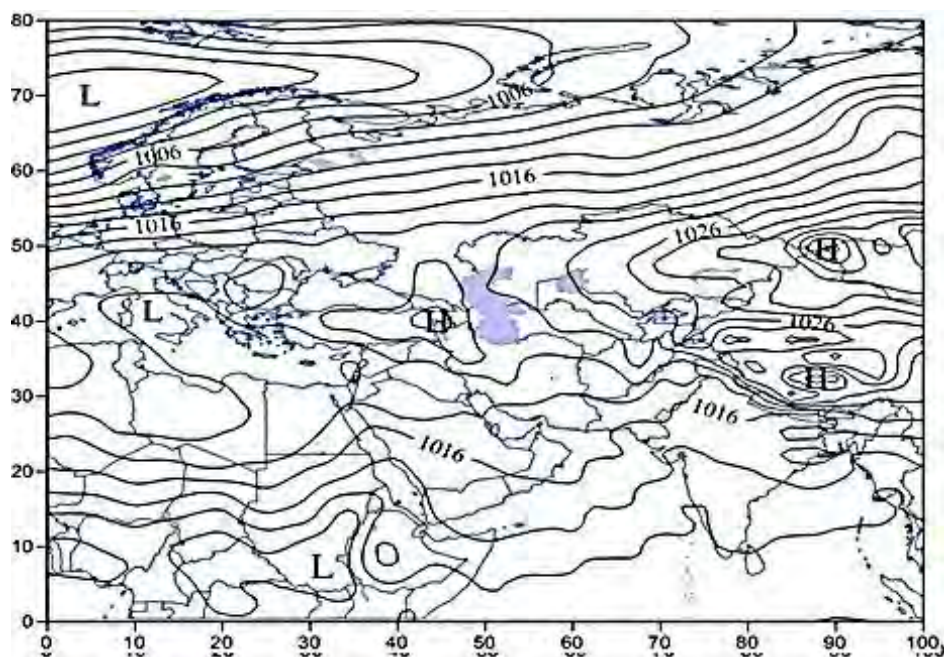
شکل ۸) الگوی فشار تراز دریا نماینده خوشه چهارم تاریخ 18/1/1994



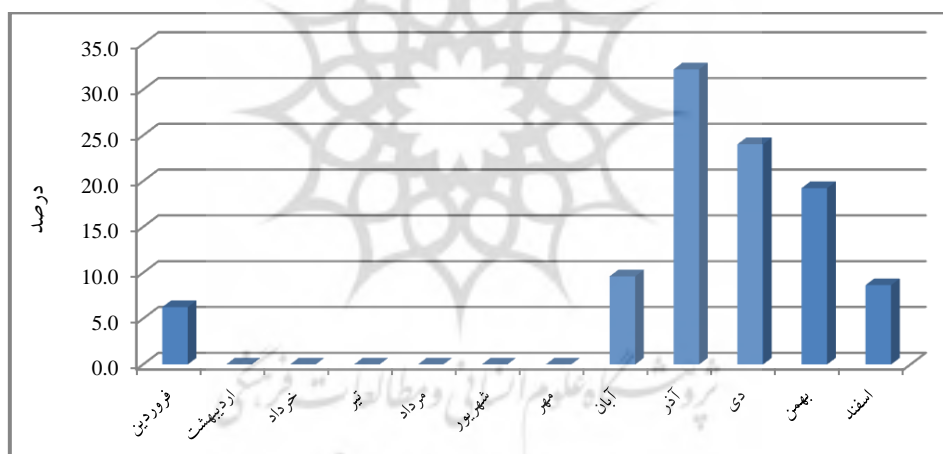
شکل ۹) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه چهارم

الگوی ترکیبی خوشه پنجم و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۲۰۸ رخداد می‌باشد که در مجموع ۱۳.۵ درصد کل رخدادهای را تشکیل داده است همچنین این خوشه سومین خوشه دارای بیشترین فراوانی روزهای بارش برف در ناحیه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه در منطقه مورد مطالعه ۹ سانتیمتر است که به طور متوسط ۷۰ درصد منطقه در این خوشه بارش برف را دریافت می‌کند. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۶۰ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها در این خوشه دارد. همان‌طور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود در این الگو منحنی پرفشار بسته‌ای که بر روی شمال غرب ایران و دریای سیاه و ترکیه قرار گرفته زبانه‌ی آن با نفوذ بیشتر به داخل ایران تا منطقه غرب گسترده شده است که با حرکت و اچرخندی خود باعث ریزش هوای سرد بر روی ناحیه‌ی مورد مطالعه شده است. همچنین پرفشار آזור قوی‌تر شده و با گسترش خود به سمت نواحی شرقی دریای مدیترانه ضمن تشکیل سلول هم‌فشار بسته‌ای بر روی شرق این دریا زبانه‌ی آن تا روی عراق گسترده شده است. آنچه که در این الگو مشهود است تقویت کم‌فشار ایسلند می‌باشد که هسته ۹۹۸ هکتوپاسکالی آن بر روی ۵ درجه ی طول شرقی و ۷۰ درجه عرض شمالی قرار گرفته است و ضمن ادغام شدن با کم‌فشار قطبی باعث ریزش هوای سرد به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر شده است. زمانی که کم‌فشار ایسلند و پرفشار آזור تقویت شوند الگوی NAO شکل می‌گیرد. در این شکل کم‌فشار ایسلند و قطبی یکی شده که باعث پایین آمدن پرفشارهای مهاجر اروپایی شده است گرادیان فشار در هر مرحله بیشتر می‌شود. بنابراین در این الگو نیز نفوذ عمیق‌تر و شدیدتر زبانه‌ی پرفشار سیاه به نواحی شمال غربی و داخلی ایران و در تقابل با ناحیه کم‌فشار باعث افزایش شیو دما و به وجود آمدن میدان جبهه‌زایی می‌شود. فراوانی رخداد این الگو در شکل ۱۱ نشان می‌دهد که شروع بارش این الگو از آبان ماه بوده و تا فروردین ماه ادامه دارد و در ماه‌های آذر و دی به اوج خود می‌رسد.



شکل ۱۰) الگوی فشار تراز دریا روز نماینده خوشه پنجم تاریخ 24/12/2003

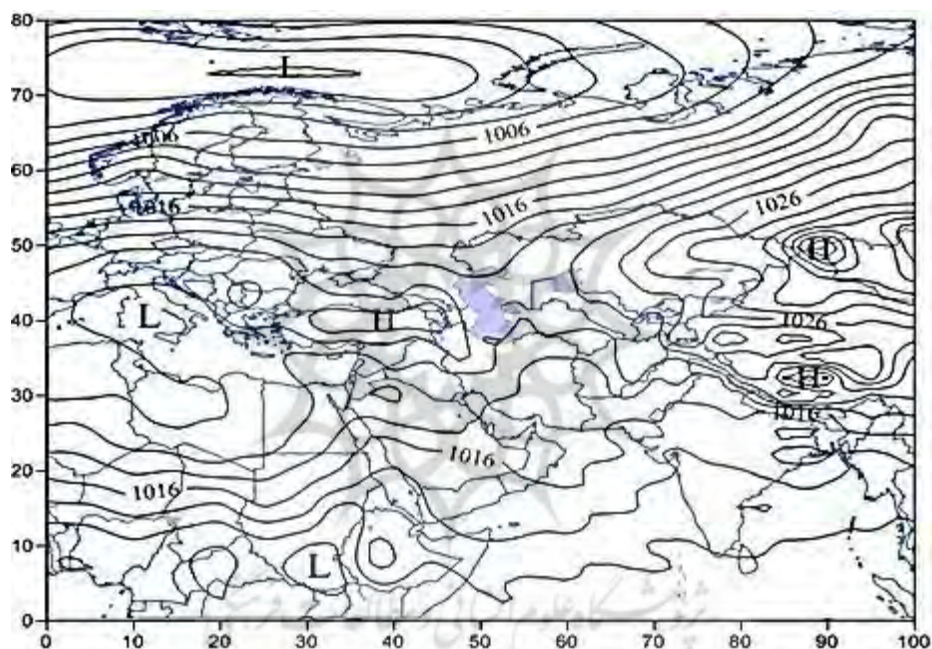


شکل ۱۱) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه پنجم

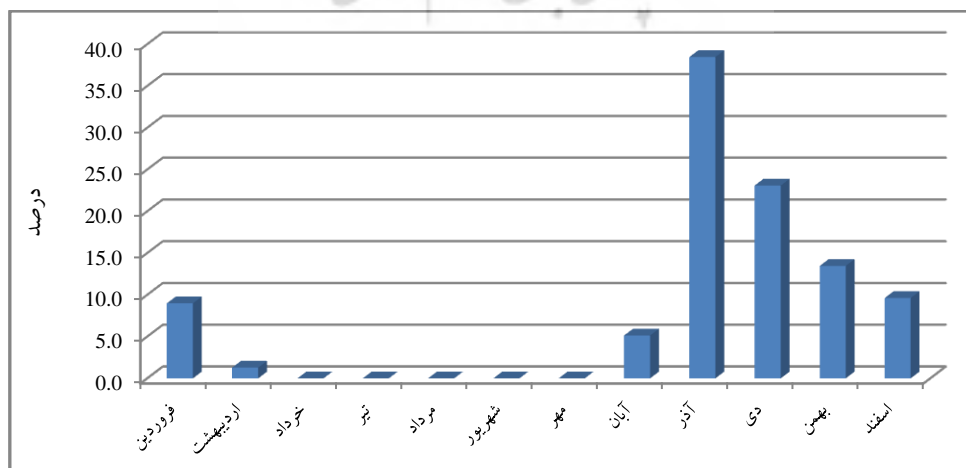
الگوی ترکیبی خوشه ششم و درصد فراوانی رخداد آن

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود این خوشه شامل ۱۵۶ رخداد می‌باشد که در مجموع ۱۰.۱ درصد کل رخدادها را تشکیل داده است. همچنین این خوشه سومین خوشه دارای بیشترین فراوانی روزهای بارش برف در ناحیه بوده است. میانگین بارش برف در این خوشه در منطقه ۱۵ سانتی‌متر است که به طور متوسط نزدیک به ۸۵ درصد منطقه مورد مطالعه در این خوشه بارش برف را دریافت می‌کند. همبستگی روز نماینده این خوشه با سایر روزهای درون خوشه ۰/۶۲ است که این روز بالاترین میزان همبستگی درون گروهی را با سایر روزها در این خوشه دارد. همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود در این خوشه نیز کم فشار ایسلند قوی‌تر شده به طوری که زبانه‌های آن تا شمال دریای خزر نفوذ نموده و ریزش هوای سرد را بر روی نوار شمالی ایران فراهم می‌کند.

همچنین مرکز همگرایی دریای سرخ تقویت شده و زبانه آن تا شرق دریای مدیترانه نفوذ نموده است. پرفشار دریای سیاه تقویت شده و با حرکت و اچرخندی خود باعث ریزش هوای سرد بر روی ناحیه‌ی مورد مطالعه شده است. همچنین پرفشار آزور با گسترش خود به سمت نواحی شرقی دریای مدیترانه ضمن تشکیل سلول هم‌فشار بسته‌ای بر روی شرق این دریا زبانه‌ی آن تا روی عراق گسترده شده است. بنابراین با تقویت هر چه بیشتر کم‌فشار ایسلند و پرفشار دریای سیاه و ریزش هوای سرد بر روی کم‌فشار سودان و دینامیکی شدن این کم‌فشار و حرکت آن به سمت نواحی شمال و شمال شرق و ادغام آن با کم‌فشاری که بر روی عراق شکل گرفته است باعث افزایش گرادیان فشار و جبهه‌زایی و در نهایت ریزش برف بر روی این ناحیه شده است. حداکثر بارش مربوط به این خوشه ۴۷ سانتی متر است. فراوانی رخداد این الگو در شکل ۱۳ نشان می‌دهد که شروع بارش این الگو از آبان ماه بوده و تا اردیبهشت ماه ادامه دارد و قویاً در ماه آذر و سپس دی به اوج خود می‌رسد.



شکل ۱۲) الگوی فشار تراز دریا روز نماینده خوشه ششم تاریخ 28/1/2008



شکل ۱۳) درصد فراوانی ماهانه رخداد الگوی خوشه ششم

نتیجه گیری

در این پژوهش برای شناخت و بررسی سامانه‌های هم‌دیدي موثر بر بارش برف در ناحیه مورد مطالعه از رویکرد محیطی به گردشی استفاده شد. به طوری که در ابتدا با استفاده از تکنیک تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار فواصل بین نقطه‌ای داده‌ها از روش اقلیدسی محاسبه شد، طبق فاصله اقلیدسی بین نقاط زمانی یا مکانی، ماتریس فاصله‌ها حاصل می‌شود که بر اساس فاصله‌های این ماتریس، گروه‌های مکانی و زمانی تعیین شدند. و سپس با روش ادغام وارد داده‌ها گروه‌بندی شدند. همچنین برای محاسبه تعداد خوشه‌ها از روش‌های درون سو و برون سو استفاده گردید و با تحلیل نقشه‌های کل روزها تعداد خوشه‌ها تعیین گردید. تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار نشان داد که ۶ خوشه می‌تواند به بهترین نحو الگوهای موجد ریزش برف در ناحیه را شناسایی نماید. الگوهای ترکیبی فشار تراز دریا نشان دادند که بارش برف در شمال غرب ایران در اثر ورود سامانه‌های مختلف دور و نزدیک به این ناحیه شکل می‌گیرد. به طوری که در بررسی خوشه‌ها می‌توان نتیجه گرفت بارش برف در این ناحیه تحت ۲ شرط عمده رخ می‌دهد که عبارتند از؛ ۱- نفوذ زبان‌های پرفشار سیبری از سمت شمال غرب به این ناحیه ۲- ورود زبان‌های پرفشار دریای سیاه به این ناحیه. زمانی که پرفشار سیبری تقویت شده (فشار مرکزی ۱۰۴۰ هکتوپاسکال) و زبان‌های آن تا دریای سیاه و شمال دریای مدیترانه و شرق اروپا نفوذ کند باعث ریزش هوای سرد بر روی دریای سرخ می‌شود که کم‌فشار سودان را به دینامیکی تبدیل می‌کند که این کم‌فشار دینامیکی ضمن حرکت به سمت شمال و شمال شرق در تقابل با پرفشار مذکور (سیبری) باعث جبهه‌زایی بر روی منطقه مورد نظر شده که در نهایت سبب ناپایداری و بارش برف بر روی آن ناحیه می‌شود. در الگوی دیگر زمانی که کم‌فشار ایسلند تقویت شده (فشار مرکزی ۹۹۸ هکتوپاسکال) ضمن ریزش هوای سرد به عرض‌های شمالی ایران باعث پایین آمدن پرفشار دریای سیاه (با فشار مرکزی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال) می‌شود که در این حالت نیز با ریزش هوای سرد بر روی دریای سرخ کم‌فشار سودان را به یک کم‌فشار دینامیکی تبدیل می‌کند که در تقابل با این پرفشار ضمن افزایش شیو دما و فشار باعث به وجود آمدن جبهه‌زایی و ریزش برف در این ناحیه می‌شود. همچنین به نظر می‌رسد زمانی که کم‌فشار ایسلند، پرفشار دریای سیاه، پرفشار آזור و کم‌فشار سودان در اوج فعالیت خود باشند شاهد ریزش‌های برف سنگین در این ناحیه می‌باشیم به طوری که در الگوی دوم یعنی همزمان با تقویت سامانه‌های مذکور میزان بارش برف و پراکنش آن در سطح ایستگاه‌های مورد مطالعه افزایش چشم‌گیری پیدا نموده است. از نظر فراوانی ماهانه نیز در الگوی اول در ماه‌های دی و بهمن شاهد بیشترین فراوانی روزهای برفی می‌باشیم در حالی که در الگوی دوم در ماه‌های آذر و دی بیشترین فراوانی برف به وقوع پیوسته است.

منابع و مأخذ

- ۱- جهانبخش، س؛ ذوالفقاری، ح، (۱۳۸۱)، «بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران» فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۶۳-۶۴، ص ۲۵۸-۲۳۴.

- ۲- رشتچی، م، (۱۳۷۳)، «معرفی شبکه ایستگاه‌های برف‌سنجی کشور»، مجموعه مقالات اولین سمینار برف و یخ، ارومیه- شکوهی‌جم، س، ۱۳۸۵، تحلیل سینوپتیکی بارش برف سنگین شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، تهران.
- ۳- عادل، ام، البنین، (۱۳۸۴)، کلیماتولوژی بارش برف در شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مرکز سنجش از دور و GIS دانشگاه تبریز.
- ۴- علیجانی، ب، (۱۳۷۴)، آب و هوای ایران، دانشگاه پیام‌نور.
- ۵- علیجانی، ب، (۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت.
- ۶- علیجانی، ب؛ کاویانی، م، (۱۳۷۴)، مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.
- ۷- علیجانی، ب؛ حیدری، ح؛ «طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چندمتغیره، پژوهش‌های جغرافیائی»، ۳۷: ۴۷-۵۷.
- ۸- علیزاده، ت؛ عزیزی، ق؛ روستا، ا، (۱۳۹۱)، واکاوی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو هنگام رخداد بارش‌های فراگیر و غیر فراگیر در ایران، فصلنامه علوم انسانی مدرس، شماره ۴، ص ۱-۲۴.
- ۹- کاویانی، م ر، (۱۳۸۰)، «میکروکلیماتولوژی»، انتشارات سمت.
- ۱۰- لشکری، ح، (۱۳۸۲)، مکانیزم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی شماره ۴۶، ص ۱-۱۹.
- ۱۱- مرادی، ح، (۱۳۸۰)، تحلیل سینوپتیکی تاوه قطبی و اثرهای آن بر اقلیم ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۲- مسعودیان، س؛ هوشمند، ع، «شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای» مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، علوم انسانی، جلد پانزدهم، ش ۳ و ۸-۴.
- ۱۳- محمدی، ب؛ مسعودیان، س، (۱۳۸۹)، تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین در ایران، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹: ۴۷-۷۰.
- ۱۴- موحدانش، ع؛ (۱۳۷۶)، «مقدمه‌ای بر هیدرولوژی»، انتشارات عمیدی، جلد دوم، ص ۴۲۰.
- ۱۵- مسعودیان، سید ابوالفضل، «نواحی اقلیمی ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، سال اول، ش ۲، صص ۱۸۵-۱۷۱.
- ۱۶- محمدی بختیار؛ مسعودیان، ابوالفضل، (۱۳۸۹)، تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین در ایران، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، پاییز ۱۳۸۹.
- ۱۷- نوری، حمید؛ ایلدرمی، علیرضا، (۱۳۹۱)، الگوهای هم‌دید فشار تراز دریا در رخدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر، فصلنامه‌ی فضای جغرافیایی، سال ۱۲، شماره ۳۹، صص ۱۳۷-۱۲۱.
- ۱۸- نیکجو، م ر؛ قویدل رحیمی، ی، (۱۳۸۵)، «نقش نوسانات اطلس شمالی در تغییرپذیری بارش و وقوع دوره‌های خشک و مرطوب زمستانی در آذربایجان شرقی»، مجله دانش کشاورزی، جلد ۱۶، شماره ۳.
- 19- Harrington, J. A., Jr., R. S. Cervený, and K. F. Dewey, (1987): A climatology of mean monthly snowfall for the conterminous United States: Temporal and spatial patterns. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 897-912.

- 20- Yarnal, B, and B .Frankes (1997);'Using Synoptic Climatology to Define Representative Discharge Events', Inter.J.of Climatology; Vol.17, pp.323-341.
- 21- Esteban. P, (2005), Atmospheric Circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra Pyrenees, Inter. Jour. Climato, 319-329.
- 22- Laternser. M, P. Etchevers, (2005), "A Snow Climatology For The French Alps For The Period 1958-2003 " Geophysical Research, Vol 7.
- 23- Changnon, David, Chad Merinsky, Michael Lawson, (2008): Climatology of Surface Cyclone Tracks Associated with Large Central and Eastern U.S. Snowstorms, 1950–2000. Mon. Wea. Rev., 136, 3193–3202.
- 24- López-Moreno, J.I. y Serrano-Vicente S.M. (2008). Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snowpack in the Spanish Pyrenees during the second half of the twentieth century. Nordic Hydrology 38 (1).
- 25- Jacobeit. J ,(2010), Classifications in climate research. Physics and Chemistry of the Earth 35 ,2010, 411–421
- 26- Jianqi Sun, Huijun Wang, Wei Yuan and Huopo Chen, (2010): Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change, journal of geophysical, 115, D16110, doi:10.1029/2009JD0134
- 27- Parviz Rezaei, Gholamreza Janbaz Ghobadi; The Synoptic Analysis of Snow in Guilan Plain J. Basic Appl. Sci. Res. (2012) 2(5): 4722-4732.
- 28- <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html>.





پروہشگاہ علوم انسانی و مطالعات فرہنگی
پرتال جامع علوم انسانی



پروہشگاہ علوم انسانی و مطالعات فرہنگی
پرتال جامع علوم انسانی