دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی فضای جغرافیایی

سال بیست‌ودوم، شماره‌ی ۷۷
بهار ۱۴۰۱، صفحات ۵۶-۳۵

DOI:10.52547/GeoSpa.22.1.181

صدیقه گنجی [۱]
پرویز رضایی [۲]
*امیر گندمکار [۳]
علیرضا عباسی [٤]

واکاوی و طبقه‌بندی الگوهای همدیدی رخداد بارش برف در استان گیلان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۰۱

چکیده

برای شناسایی و طبقه‌بندی الگوهای همدید بارش برف در استان گیلان از پایگاه داده‌های باز تحلیل نوآ (NCEP/NCAR Reanalysis 1) استفاده شد. بدین منظور ۲۵۳ روز برفی از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۸ (به‌مدت ۲۰ سال) تعیین و سپس از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای طبقه‌بندی الگوها به روش تحلیل مولفه‌های مبنا (PCA) استفاده شد. نتایج به‌دست آمده از طبقه‌بندی داده‌ها نشان داد چهار الگوی پرفشار اروپایی، بلوکینگ دو قطبی، پرفشار دینامیکی/ حرارتی سیبری و شمال خزر و سیکلون‌های مدیترانه‌ای روزهای برفی این ناحیه را کنترل می‌کنند که در سه الگوی اول آرایش موج‌های بادهای غربی و تقویت پرفشار از طریق همگرایی جریان هوا در تراز میانی جو امری بدیهی محسوب شده و فرونشست هوا در این تراز باعث افزایش گستره قائم پرفشار به ترازهای بالاتر می‌گردد. بنابراین دینامیکی بودن پرفشارهای فوق و همچنین سیکلون‌های مدیترانه‌ای از جمله ویژگی‌های بارز الگوهای همدیدی روزهای برف در نظر گرفته شد.

کلید واژه‌ها: رخداد برف، رویکرد محیطی به گردشی، تحلیل مولفه‌های مبنا (PCA)، پرفشار اروپایی، استان گیلان.

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد نجف‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، نجف‌آباد، ایران.
۲- گروه آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.
*۳- گروه آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد نجف‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، نجف‌آباد، ایران. (نویسنده مسئول).
E-mail: aagandomkar@gmail.com
٤- گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف اباد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف اباد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

مقدمه

برف یکی از مزیت‌های اقلیمی هر منطقه محسوب می‌شود، زیرا بارش کافی آن باعث تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی، آبخوان‌ها و شبکه آب‌های سطحی می‌شود. این نوع از بارش به دلیل جامد بودن می‌تواند در ارتفاعات ذخیره و با گرم شدن هوا بتدریج وارد شبکه آب‌های سطحی شود. از طرفی بارش ناگهانی و سنگین برف باعث خطرات جانی و مالی می‌شود که بشر در طول تاریخ خسارات زیادی از این پدیده متحمل شده است. در سال‌های اخیر به علت تغییر شرایط اقلیمی کره زمین و وقوع پدیده‌های اقلیمی شدید، به نظر می‌رسد بارش برف از لحاظ فراوانی و تداوم دچار تغییراتی شده است. این تغییر بر روی وسعت پهنه درگیر با برف و مرز آن به‌نوعی چرخه هیدرولوژیکی مناطق مختلف کره زمین را دچار مشکل کرده است. از این‌رو پوشش برف نقش حیاتی در عرصه آب برای مصارف مختلف و تولید برق آبی دارد (Movahed Danesh, 1994: 221-296).

در زمینه شناسایی سیستم‌های همدید برفی مطالعات گسترده‌ای در سرتاسر دنیا و کشور انجام شده است. به‌عنوان مثال، ویژگی‌های ریزش برف در نیمه شرقی ایالات متحده و رابطه آن با مدهای کم تکرار و تغییرپذیر جو نشان داد که سه مولفه منطقه‌ای آرام/آمریکای شمالی (PNA)، حاره‌ای/ نیمکره شمالی (TNH) و الگوهای پیوند از دور شرق آرام (EP) بارش برف این ناحیه را کنترل می‌کنند (Serreze et al., 1998: 234). طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی همراه با روزهای برف سنگین آندورا (واقع در پیرنه) به روش PCA و خوشه‌بندی k میانگین نشان داد که هفت الگوی گردشی که اکثرا با مولفه باد اطلس و بقیه با همرفت مدیترانه‌ای همراه‌اند قادر به ترکیب با هوای سرد قاره‌ای هستند (Esteban et al., 2005: 319). در همین راستا مطالعه همدیدی شدیدترین بارش‌های برف در پوزنان از ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۰ نشان داد که این بارش‌ها نتیجه ایجاد جبهه در بخش سردتر سیکلون‌های مدیترانه با هوای گرم و مرطوب با منشاء جنوبی است که برروی توده هوای قطبی سردتر و پایدار از سمت شمال یا شرق صعود می‌کنند. همچنین دیگر مکان سامانه‌های کم‌فشار برف‌زا نیز منطقه دریای بالتیک است (Bednoroz, 2014: 7). همچنین ریزش برف در شمال‌غرب شبه جزیره ایبری با استفاده از تحلیل مولفه‌های مبنا و تکنیک خوشه‌ای، ناشی از چهار الگوی همدید هستند (Merino et al., 2014: 1). بررسی الگوهای همدید گردشی رخدادهای شدید برف شهر ساپورو واقع در ژاپن شمالی به روش PCA و خوشه‌بندی k میانگین نشان می‌دهد که قوی‌ترین رویدادهای برف در اثر همرفت توده هوای بسیار سرد سیبری شرقی، رطوبت زیاد غیرمعمول با بادهای قوی شمالی، فروبار فعال و ساکن آلئوت و فروبار هسته سرد عمیق ۵۰۰ هکتوپاسگال برروی هکایدوی جنوبی ایجاد می‌گردند (Farukh & Yamada, 2014: 259). تحلیل انباشت برف و شرایط همدید مرتبط با آن در شمالگان روسیه براساس داده‌های عمق برف از سال ۱۹۵۰ تا سال ۲۰۱۳ از طریق موسسه تحقیقات جهانی اطلاعات هیدرو-هواشناسی حاکی از آن است که انباشت برف همراه با ناهنجاری‌های منفی فشار سطح دریا و ناهنجاری‌های مثبت دمای هوا است که به معنی افزایش فعالیت سیکلونی در منطقه مورد بررسی می‌باشد. این سیکلون‌ها بسته به سطح بارش برف از لحاظ شدت و محلی بودن متفاوت هستند. در قسمت غربی شمالگان روسیه، سیکلون‌ها از شمال آتلانتیک و در قسمت شرقی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

علاوه بر اقیانوس آتلانتیک، از توده‌های هوائی که از دریای برینگ، دریای اوختسک یا اقیانوس آرام شمالی می‌آیند منشاء گرفته و باعث ریزش برف می‌شوند (Bednorz & Wibing, 2016: 1). اقلیم‌شناسی همدید حدهای دمای روزانه فصل زمستان شهر ساپورو با روش PCA و خوشه‌بندی k میانگین مطالعه و مشاهده شد که الگوهای گردشی غالب در بارندگی زمستانه، از سیکلون‌های واقع برروی دریای ژاپن و ناپایداری همراه با گرما و رطوبت فراوان اقیانوس و آنومالی مثبت و قوی ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسگال روی هکایدو منشاء می‌گیرند (Farukh & Yamada, 2018: 2230). تجزیه‌وتحلیل و بررسی شرایط همدیدی برف‌های سنگین شمال‌غرب ایران با استفاده از PCA و تحلیل خوشه‌بندی نشان می‌دهد که شش الگوی همدید این بارش‌ها را ایجاد می‌کنند. نقشه‌های مرکب این الگوها در سطح دریا، تاثیر جریانات جنوبی رطوبت به سبب فعالیت سامانه کم‌فشار برروی عراق مشهود است. اکثر این گروه‌ها با جریان هوای سرد شرقی و شمال‌شرقی مختلط شده و عامل این گونه بارش‌ها هستند (Amininia et al., 2010: 17). با استفاده از تحلیل مولفه‌های اصلی و خوشه‌بندی تمام رخدادهای بلاکینگ منجر به ریزش برف‌های سنگین و مداوم ایران طبقه‌بندی و مورد واکاوی قرار گرفته و نتایج بیانگر آن است که در بین الگوهای غالب بلاکینگ، ٤ الگو بر بارش تاثیر دارند که از این چهار الگو تنها یک الگو بر بارش برف مداوم و شدید موثر بوده است. به عبارتی تنها الگوی بلاکینگ امگا تراف سمت راست منجر به بارش برف مداوم و سنگین شده و ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا سبب تقویت سامانه بارشی و فراهم بودن سایر شرایط همدیدی لازم از قبیل پرفشار قوی در سطح زمین باعث بارش برف سنگین شده است (Dargahian & Alijani, 2013: 1). تحلیل آماری و همدیدی کولاک برف در استان آذربایجان غربی نشان می‌دهد که دو الگوی گردشی کم‌فشار دریای خزر/ پرفشار اروپای شرقی و الگوی کم‌فشار شمال دریای سیاه در رخداد پدیده‌ی کولاک برف نقش داشته‌اند (Molazadeh et al., 2015: 75). بررسی مراکز فعالیت و الگوهای همدیدی بارش برف سنگین در شمال‌غرب ایران نشان داد که مراکز فعالیت نیز تاوه قطبی، اروپای غربی/ سیبری مرکزی، بالکان، آسیای مرکزی و آناتولی هستند و این مراکز با الگوی فرود عمیق آسیای غربی، مانع اروپا، فراز آسیای مرکزی و سردچال قفقاز مرتبط بوده و با همگرایی و کاهش شدید دما باعث ریزش برف سنگین می‌شوند (Shakiba et al., 2016: 87). همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد که برف ناحیه شمال‌غرب ایران تحت دو شرط عمده یعنی نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری و ورود پرفشار دریای سیاه به این ناحیه رخ می‌دهند. البته در الگوی دوم درصورت فعالیت شدید پرفشار دریای سیاه، کم‌فشار ایسلند، پرفشار آزور و کم‌فشار سودان، برف-های سنگین در این ناحیه اتفاق می‌افتد (Jahanbakhsh et al., 2016: 19). ۲۷۳ روز برفی سنگین غرب کشور براساس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و به روش فاصله اقلیدوسی و ادغام به روش وارد در سه خوشه طبقه‌بندی گردید. واکاوی همدید الگوها نشان داد استقرار ناوه‌ای عمیق در غرب ایران و قرارگیری شرق ناوه یا سردچال بالایی برروی منطقه مورد مطالعه در تراز میانی جو و حاکمیت کم‌فشار در تراز دریا و حرکات قائم جو (امگای منفی) نقش اساسی در شکل‌گیری بارش دارند؛ اما کاهش دما در ترازهای پایین (۸۵۰ هکتوپاسگال) و رسیدن به آستانه‌های ۵- و کم‌تر، بارش را به شکل پدیده برف رخنمون می‌سازد (Safarpour et al., 2015: 69). نتایج پژوهش‌ها بیانگر آن

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

است که بارش برف استان یزد از سه الگوی همدیدی ناشی می‌شود. در الگوی اول سامانه‌های ترکیبی شرق مدیترانه و سودانی به همراه ناوه عمیق مدیترانه و نفوذ هوای سرد عرض‌های بالا، در الگوی دوم پدیده بلوکینگ به همراه ناوه شرق مدیترانه و دریای سرخ و فعالیت همزمان جبهه بین این دو توده هوا و الگوی سوم با استقرار و نفوذ پرفشار دریای خزر و سیبری و ایجاد کم‌فشار بریده (سرد چال) عامل اصلی ریزش برف در این استان هستند (Omidvar, 2016: 25). نقش و تاثیر پدیده بلاکینگ برروی برف بهمن ۹۲ نشان داد که ایران تحت تاثیر تراف قوی و عمیق سمت راست بلاکینگ امگا با یک پشته بسیار قوی تا عرض‌های ۷۰ درجه شمالی قرار گرفته است. همچنین استقرار پرفشار قوی در شمال دریای خزر و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا شرایط دمایی ویژه‌ای در تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسگالی ایجاد کرده و باعث کسب رطوبت بیش‌تر از دریای خزر و در نهایت ریزش برف سنگین شده است (Dargahian & Alijani, 2017: 19). شناسایی و تحلیل الگوهای همدید موجد کولاک فراگیر برف در شمال غرب ایران نشان داد که دو الگوی متفاوت باعث کولاک برف در این ناحیه می‌شوند. به‌طوری‌که در ترازهای زیرین جو شیو فشار بین پرفشار شمال اروپا و کم‌فشار مدیترانه سبب ایجاد ناپایداری شده و در ترازهای بالایی جو گسترش ناوه شمال روسیه شرایط واگرایی بالایی را فراهم کرده است (Khoshhal Dastjerdi & Kamyar, 2017: 15). نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که بارش برف در غرب ایران در اثر ورود سامانه‌های مختلف از قبیل: ۱) شکل‌گیری و تقویت پرفشار اروپایی در شمال‌غربی ایران، ۲) قرارگیری منطقه در زیر ناوه مدیترانه، ۳) گسترش ناوه قطبی به سمت عرض‌های جنوبی، ٤) تقویت و گسترش پرفشار سیبری و تبت به طرف شمال‌شرق و شرق ایران و ۵) گسترش و نفوذ زبانه‌های کم‌فشار سودان به سمت نواحی غربی ایران ایجاد می‌شوند. (Rezaee 2017:103 ,Banafsheh et al.). تحلیل همدید بارش برف سنگین جاده‌های کوهستانی زاگرس مرکزی (جاده چلگرد/ شهرکرد/ لردگان) نشان می‌دهد که هفت الگوی همدید ریزش برف سنگین در محور کوهستانی زاگرس را موجب می‌شوند. چنانکه در این روزها، محور ناوه شرق مدیترانه در غرب ایران، منطقه مورد مطالعه نزدیک به محور ناوه و منطقه ناپایداری شدید قرار دارد (Doostan & Eskandari, 2017: 221). سرزمین گیلان در معرض عبور توده‌های مختلف هوا است و هر یک از این توده‌ها در فصول مختلف، ریزش‌های جوی را برای استان به ارمغان می‌آورند. با توجه به خطرات ناشی از برف‌های سنگین چند دهه اخیر در این استان، شناسایی دقیق الگوهای رخ داده، کمک بسزایی در پیش‌بینی آینده الگوها و همچنین هشدارهای لازم جهت کاهش خسارات ناشی از آن خواهد کرد. با توجه به این‌که تاکنون تحقیق جامعی در ارتباط با شناسایی الگوهای پوشش برف در استان انجام نشده، ضرورت انجام این تحقیق کاملا بدیهی به‌نظر می‌رسد.

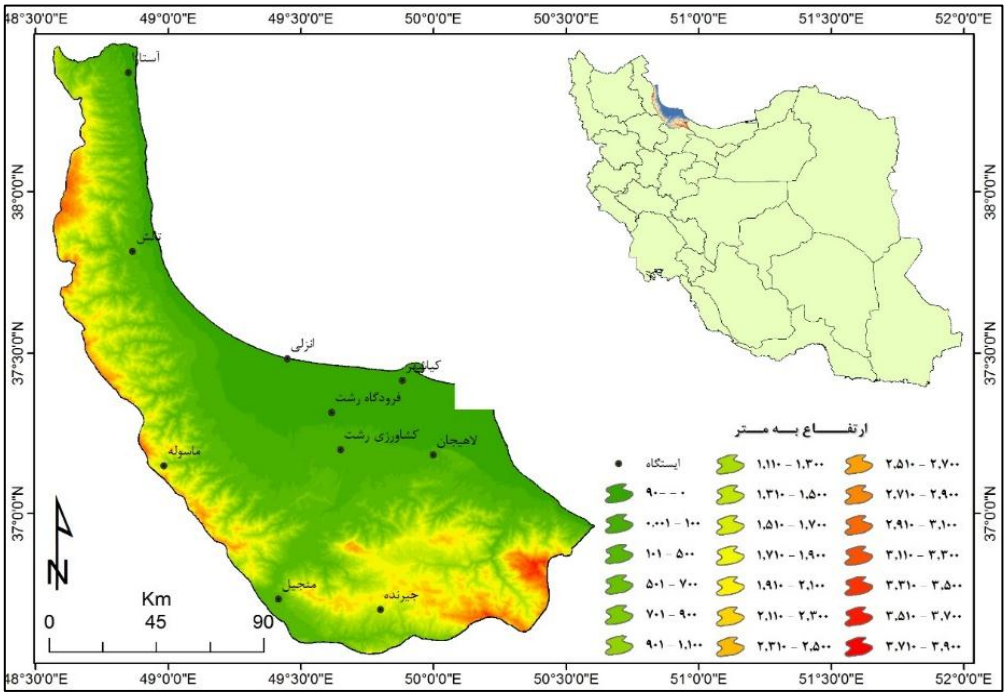
مواد و روش‌ها

به منظور شناسایی الگوهای رخداد بارش برف در استان گیلان در ابتدا آمار بارش روزانه ۱۰ ایستگاه همدید سواحل جنوب‌غربی دریای خزر به مدت ۲۰ سال (۱۹۸۸ تا ۲۰۱۸) از اداره کل هواشناسی استان گیلان اخذ گردید (شکل ۱). داده‌های روزانه برف با کد WW70 تا WW75 شناسایی می‌شوند که براساس دستورالعمل سازمان هواشناسی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

برای شرایط ریزش ملایم، متوسط و شدید تعیین شده‌اند. تاریخ شروع روزهای برفی هر سال از بارش اولین برف پاییزه در اواخر دوره گرم یا اوایل دوره سرد سال مشخص می‌شود که برف مورد نظر ممکن است در یک یا چند ایستگاه یا تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه اتفاق افتاده باشد. همین‌طور تاریخ آخرین روز برفی که در انتهای دوره سرد یا اوایل دوره گرم اتفاق می‌افتد به‌عنوان تاریخ آخرین برف آن سال (برف بهاره) در نظر گرفته شد. در همین راستا برای شناسایی روزهای برفی بین اولین برف پاییزه و آخرین برف بهاره، روزهای برفی ایستگاه‌های مورد نظر به‌صورت توالی ۱ تا n روز پوشش برفی شناسایی و به‌صورت نمودار در محیط صفحه گسترده اکسل ترسیم گردید. مبنای تعیین دقیق تاریخ روز برفی جهت مطالعات همدیدی الگوها نیز بالاترین ضخامت برف و کاهش آن در روزهای متوالی بعدی در نظر گرفت شد. براین اساس بعد از وقوع هر بارش برف، روزی که بالاترین ضخامت برف در هر ایستگاه ثبت شده بود به‌عنوان روز برفی تعیین شد. البته لازم به ذکر است در صورت شروع بارش برف در چند روز ماقبل روز اوج برف، از این روزها هم در جهت شناسایی بهتر و دقیق‌تر روز اوج برفی (بالاترین ضخامت برف) استفاده شد. بدین ترتیب ۲۵۳ روز برفی مشترک یا غیرمشترک در ناحیه مورد مطالعه در طی ۲۰ سال جهت بررسی‌های همدید شناسایی گردید.



شکل ۱: ایستگاه‌ها و موقعیت محدوده مورد مطالعه

Figure 1: Stations and location of the study area

در مرحله بعد برای شناسایی الگوهای همدید برفی از داده‌های بازتحلیل سایت نوآ یعنی NCEP/NCAR reanalysis 1 استفاده شد. در این راستا با استفاده اسکریپت نویسی در محیط Notepad و اجرای آن در محیط Grads، داده‌ها به فرمت Txt. تبدیل و برای طبقه‌بندی آن‌ها از روش تحلیل مولفه‌های مبنا (PCA) استفاده گردید.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

تحلیل مولفه‌های مبنا

این روش برای اولین بار در سال ۱۹۰۱ توسط پیرسون معرفی و توسط Hotelling (1933) بسط داده شد و مانند سایر روش‌های آماری چند متغیره مدیون پیشرفت کامپیوترهای الکترونیکی است که هم اکنون به‌صورت‌های آماری مختلف تهیه شده‌اند (Jolliffe, 2002: 1). روش تحلیل عاملی به‌عنوان یک روش آماری چند متغیره برای کاهش متغیرها و تعیین مجموعه‌ای از عامل‌های زیربنایی است؛ به عبارت دیگر تحلیل عاملی نوعی روش آماری است که هدف از آن ارائه مجموعه‌ای از متغیرها برحسب تعداد کمتری از متغیرهای فرضی است (Mansourfar, 2009: 254-255). به‌طور محتمل مهم‌ترین تکنیک آماری مورد استفاده در علوم جوی تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) است. تکنیک فوق برای تحلیل داده‌های جوی بعد از انتشار مقاله Lorenz (1956) که تکنیک مورد نظر را تابع متعامد تجربی[5] (EOF) نامید، رواج یافت (Wilks, 2006: 341-352). مهم‌ترین ویژگی این روش بیان ساده رابطه بین متغیرهای اولیه و عامل‌های ایجاد شده است به طوری که از لحاظ علم اقلیم‌شناسی قابل تفسیر و توجیه باشد (Alijani, 2012: 229). به‌منظور انجام تحلیل عاملی روزهای برفی ابتدا تاریخ روزها از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۸ شناسایی و بر اساس روز، ماه و سال به فایل txt. تبدیل گردید تا از طریق Notepad قابل خواندن باشد. سپس با اجرای اسکریپتی که برای تبدیل داده‌های NCEP به داده‌های txt نوشته شده است. مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگالی برای طول جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی با ۵۲۵ یاخته برای هر روز برفی به‌صورت فایل عددی جدا گردید. در نهایت ماتریس ورودی برای تحلیل عاملی روزهای برفی به‌صورت زیر تنظیم گردید.

رابطه (۱)

$$R_s = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \cdots & v_{253} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

در اینجا V و C به ترتیب بیانگر متغیر و یاخته هستند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود سطرهای ماتریس داده‌های ورودی روزهای برفی بیانگر یاخته‌ها و ستون آن نشان‌دهنده ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال یا همان متغیر در روزهای مختلف است. بعد از تنظیم ماتریس داده‌ها، ماتریس همبستگی متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای مختلف برای ۵۲۵ یاخته براساس فرمول ذیل محاسبه می‌گردد.

رابطه (۲)

$$r_{v_{1,2}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(v_1 - \bar{v}_1)(v_2 - \bar{v}_2)}{NS_{v_1}.S_{v_2}}$$

ماتریس ضریب همبستگی $n \times m$ متغیر روزهای برفی برابر با ۲۵۳×۲۵۳ به‌دست آمد. ماتریس حاصل، یک ماتریس متقارن بوده و ضرایب همبستگی واقع در قطر ماتریس ۱ است، زیرا همبستگی هر متغیر را با خودش بیان می‌کند. با توجه به رابطه متغیرها می‌توان شدت و ضعف رابطه متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل را در روزهای مختلف مشخص کرد.

5- Empirical Orthogonal Function

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

رابطه (۳)

$$R = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{253} \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \cdots & v_{253} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

استفاده از ماتریس همبستگی برای طبقه‌بندی تیپ‌های هوا مناسب‌تر از ماتریس کوواریانس است (Alijani, 2012: 229). بدین ترتیب ماتریس همبستگی میزان هماهنگی متغیر ژئوپتانسیل یاخته‌های مختلف یک روز با روز دیگر را در حالت استاندارد شده نشان می‌دهد. ماتریس بارگویه‌ها یا بارهای عاملی در واقع ارتباط بین متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ با عامل‌ها است. در واقع بارگویه‌ها همان همبستگی بین متغیرها با عامل‌های تعیین شده است؛ به عبارت دیگر بارهای عاملی کوسینوس زاویه بین متغیر با هر یک از عامل‌های مورد نظر است. در ماتریس بارگویه‌ها بعد از دوران متعامد، ستون‌ها نشان‌دهنده عامل‌ها و سطرها بیانگر متغیرها هستند. در این ماتریس نقش و تاثیر هر عامل در متغیر مربوطه نشان داده می‌شود. در واقع بار عاملی متغیر X_i و عامل F_1 نشان‌دهنده وزنی است که عامل F_1 در تبیین واریانس کل متغیر مورد نظر دارد. سایر مولفه‌ها نیز به همین ترتیب بروی متغیر X_i تاثیر دارند؛ و مجموع مجذور همبستگی هر متغیر با مجموعه‌ای از عامل‌ها نیز واریانس مشترک آن متغیر نامیده می‌شود که از رابطه زیر به‌دست می‌آید.

رابطه (٤)

$$h_i^2 = \sum_{i=1}^{n} r_{ij}^2 = r_{i1}^2 + r_{i2}^2 + \cdots + r_{ik}^2$$

در این رابطه h_i^2 بیانگر اشتراک متغیر i ام با k عامل است. در تحلیل عاملی کل واریانس تبیین شده توسط عامل‌ها برابر ۱ یا ۱۰۰ در نظر گرفته می‌شود. از این رو اگر درصد واریانس تبیین شده توسط عامل‌ها را از واریانس کل یا صد درصد کم کنیم، باقی‌مانده نیز واریانس خطا یا باقی‌مانده یا ویژه نامیده می‌شود؛ به‌عبارت دیگر درصدی از واریانس کل که توسط عامل‌های تعیین شده قابل تبیین نیست. مقدار ویژه هر عامل، نسبتی از واریانس کل متغیرها است که توسط آن عامل تبیین می‌شود. مقدار ویژه از طریق مجموع مجذورات بارهای عاملی مربوط به تمام متغیرهای آن عامل به‌دست می‌آید. به عبارتی مجموع مجذورات بارهای عاملی هر عامل را مقدار ویژه آن عامل می‌نامند. مقدار ویژه با استفاده از رابطه زیر قابل محاسبه است:

رابطه (۵)

$$\lambda_1 = \sum_{j=1}^{m} b_{j1}^2$$

در واقع، λ_1 عبارت از مجموع مجذورات ستون 1 ام از ماتریس B است. مقدار ویژه هر عامل گویای این است که چند درصد از واریانس کل متغیرها مربوط به هر عامل است. هر قدر ضریب عاملی بزرگ‌تر باشد اهمیت و تاثیر آن عامل نیز بیش تر است. از تقسیم مقدار ارزش ویژه هر مولفه بر مجموع واریانس متغیرها سهم درصدی هر مولفه به‌دست می‌آید:

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

رابطه (٦)
$$pev_j = \frac{ev_j}{k} \times 100$$

که در آن pev_j درصد مقدار ویژه عامل j ام از کل واریانس متغیرهاست و ev_j نیز مقدار ویژه عامل j ام و k هم مقدار ویژه کل متغیرها که معادل تعداد متغیرهاست.

یافته‌ها و بحث

در جدول (۱) مقدار ویژه اولیه، مجموع مجذور بارهای مستخرج و مجموع مجذور بارهای دوران یافته هر عامل برای روزهای برفی آورده شده است. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد عامل اول تا چهارم به‌ترتیب دارای مقدار ویژه ۲۰۳/۹، ۱۲/۹۷، ۱۰/۳۱ و ۷/۲۹ است. در جدول اولیه، مقدار ویژه برای ۲۵۳ متغیر یا روز برفی محاسبه شده است، اما فقط چهار عامل اول که در مجموع ۹۲/۷ درصد واریانس داده‌ها را تبیین می‌کنند برای بررسی انتخاب شدند. چهار عامل فوق نیز قبل از هر گونه دوران در محورهای متعامد، به‌عنوان مجموع مجذور بارهای مستخرج مشخص می‌شوند که میزان واریانس تبیین شده توسط چهار عامل اول آن با مقدار ویژه اولیه یکی است؛ اما بعد از دوران متعامد حول مرکز مختصات، سهم یا درصد اختصاص‌یافته به هر عامل تغییر کرده، اما در درصد کل یا ۹۲/۷ تغییری حاصل نمی‌شود.

جدول ۱- مولفه‌ها و درصد واریانس تبیین شده در حالت دورانی و غیردورانی برای روزهای برفی استان گیلان

Table 1- Components and percentage of variance explained in the rotational and non-rotational mode for snowy days in Guilan province

مولفه‌ها	مقدار ویژه اولیه			مجموع مجذور بارهای مستخرج			مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته		
	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۲۰۳/۹	۸۰/٦	۸۰/٦	۲۰۳/۹	۸۰/٦	۸۰/٦	۸۵/۸	۳۳/۹۲	۳۳/۹۲
دوم	۱۲/۹۷	۵/۱۳	۸۵/۷	۱۲/۹۷	۵/۱۳	۸۵/۷	۷۰/۷	۲۷/۹٦	٦۱/۸۸
سوم	۱۰/۳۱	٤/۰۷	۸۹/۸	۱۰/۳	٤/۰۷	۸۹/۸	٤۰/۷	۱٦/۱	۷۷/۹۹
چهارم	۷/۲۹	۲/۸۸	۹۲/۷	۷/۲۹	۲/۸۸	۹۲/۷	۳۷/۲	۱٤/۷۱	۹۲/۷

چرخش عامل‌ها به‌منظور ساده کردن ساختار عامل‌ها و تفسیرپذیر کردن آن‌ها انجام می‌گیرد؛ بنابراین عامل اول، دوم، سوم و چهارم، بعد از چرخش به‌ترتیب ۳۳/۹۲، ۲۷/۹٦، ۱٦/۱ و ۱٤/۷۱ واریانس داده‌ها و در مجموع ۹۲/۷ درصد واریانس کل داده‌ها را تبیین می‌کنند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در واریانس کل مقدار ویژه اولیه، مجموع مجذور بارهای مستخرج و مجموع مجذور بارهای دوران یافته هیچ تفاوتی مشاهده نمی‌شود؛ اما با چرخش محورها به‌نوعی توزیع واریانس مولفه‌ها به هم نزدیک‌تر می‌شود. البته لازم به ذکر است که تفاوت‌های برون‌گروهی و حداکثر تجانس درون‌گروهی نیز حفظ می‌گردد.

بارهای عاملی هر مولفه بعد از دوران متعامد نیز برحسب اندازه مرتب‌سازی شده و در جدول (۲) ارائه شده است. همان طوری که قبلا گفته شد بار عاملی در واقع همبستگی هر متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ با هر یک از

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

عامل‌ها است. از این‌رو به تعداد متغیرها بار عاملی داشته و ماتریس مربع به ابعاد $n \times m$ تشکیل می‌شود؛ اما با توجه به اهمیت عامل‌های تعیین شده در ماتریس غیردورانی و دورانی، بار عاملی چهار عامل برای هر متغیر متفاوت بوده و در ماتریسی به ابعاد ٤×۲۵۳ نشان داده می‌شود؛ و از بار عاملی عامل‌های دیگر به دلیل اهمیت ناچیز آن‌ها صرف‌نظر می‌گردد. حال با توجه به توضیحات بالا، حداکثر بار عاملی مولفه اول ۰/۸٦٤، مولفه دوم ۰/۸۵۹، مولفه سوم ۰/۸۷۱ و مولفه چهارم ۰/۷۲۰ و همچنین حداقل بار عاملی مولفه اول تا چهارم به‌ترتیب برابر با ۰/۵۲۸، ۰/۵۱۰، ۰/۵۲۹ و ۰/۵٤۱ به‌دست آمد.

جدول ۲- ماتریس بارگویه‌های مولفه‌های دوران یافته ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای برفی در استان گیلان

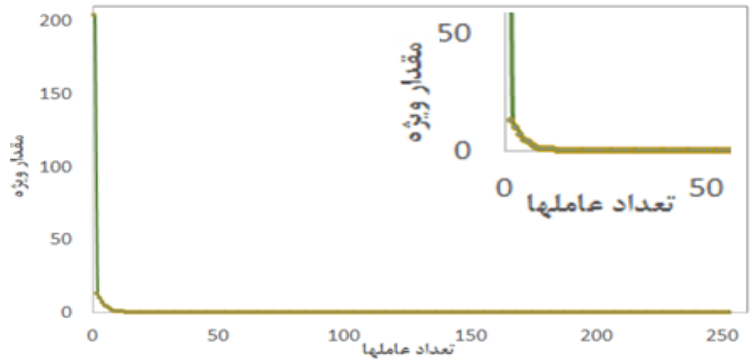
Table 2- Matrix of rotating components in geopotential height of 500 hPa of snowy days in Guilan province

مولفه چهارم				مولفه سوم				مولفه دوم				مولفه اول			
سال	ماه	روز	بار عاملی	سال	ماه	روز	بار عاملی	سال	ماه	روز	بار عاملی	سال	ماه	روز	بار عاملی
۲۰۱۲	۱	۲۷	۰/۷۲۰	۲۰۱٦	۱۱	۲۱	۰/۸۷۱	۲۰۰۸	۱۲	۲	۰/۸۵۹	۱۹۹۸	۲	۱۹	۰/۸٦٤
۲۰۱۲	۱	۲۷	۰/۷۲۰	۲۰۱٦	۱۱	۲۰	۰/۸۵۷	۲۰۰۹	۱۱	۱۸	۰/۸۵۲	۲۰۱۷	۱	۲۱	۰/۸۵٤
۲۰۱۷	۱	۲۸	۰/۷۰٤	۲۰۱٦	۱۱	۲۲	۰/۸۲۱	۲۰۱۱	۱۲	۱۰	۰/۸٤٤	۲۰۱۷	۱	۲۲	۰/۸۵۲
۲۰۱۲	۲	۸	۰/٦۹۸	۲۰۱۲	۲	٤	۰/۷۳۹	۲۰۱۷	۱	۱۵	۰/۸۳۵	۲۰۱۷	۱۲	۲۲	۰/۸٤۸
۲۰۰۸	۱	۲	۰/٦۸۵	۲۰۱٦	۱۱	۲۳	۰/۷۳۷	۲۰۰۸	۳	٤	۰/۸۲۹	۲۰۰۷	۱۲	۱۹	۰/۸۲٦
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
۲۰۰۵	۲	۱۰	۰/۵٤۱	۲۰۱٤	۱۱	٤	۰/۵۲۹	۲۰۱۲	۳	۱۱	۰/۵۱۰	۲۰۱۲	۳	۱۰	۰/۵۲۸

نتیجه اینکه ضریب یا بار عاملی ۲۵۳ متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگالی در سطح معنی‌داری بسیار قابل قبول قرار دارد. همچنین با توجه به معیار بار عاملی بزرگ‌تر و سطح معنی‌داری تعیین شده برای آن‌ها و بارهای عاملی مندرج در جدول (۲) می‌توان عامل روزهای برفی را تعیین کرد. در همین راستا مولفه‌های اول تا چهارم به ترتیب ۱۱۵، ۸۷، ۲۹ و ۲۲ روز از ۲۵۳ روز را به خود اختصاص داده‌اند. میزان بار عاملی روزهای برفی برای چهار عامل تعیین شده در جدول (۲) با رنگ‌های مختلف نشان داده شده است. در شکل (۲) نمودار سنگریزه تعداد عامل‌ها و مقدار ویژه مربوط به هر یک را نشان می‌دهد. تغییرات مقدار ویژه از مولفه اول تا چهارم با شیب نزولی کاملا مشخص بوده و از عامل چهارم به بعد شیب کاهش یافته و مقدار ویژه با افزایش تعداد عامل‌ها با تغییرات اندک روبه‌رو شده و عامل‌های بعدی به دلیل تبیین کم واریانس روزها عملا بی‌اهمیت بوده و از بررسی خارج می‌شوند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]



شکل ۲: نمودار مولفه‌های موثر بر روزهای برفی در استان گیلان

Figure 2: Diagram of components affecting snowy days in Guilan province

در جدول (۳) نام مولفه‌ها، تعداد روزها و درصد هریک نسبت به کل روزهای برفی آمده است. نتایج این جدول حاکی از آن است که مولفه اول، دوم، سوم و چهارم به‌ترتیب ۱۱۵، ۸۷، ۲۹ و ۲۲ روزهای برفی استان گیلان را در طی سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۸ در بر می‌گیرند. به عبارتی چهار مولفه فوق در حدود ٤٥/٤٥، ٣٤/٣٩، ١١/٤٧ و ٨/٦٩ درصد را به‌ترتیب اهمیت تشکیل می‌دهند.

جدول ۳- توزیع فراوانی روزهای متعلق به هر مولفه از روزهای برفی در استان گیلان

Table 3- Frequency distribution of days belonging to each component of snow days in Guilan province

مشخصات	مولفه اول	مولفه دوم	مولفه سوم	مولفه چهارم	جمع
فراوانی مطلق	۱۱۵	۸۷	۲۹	۲۲	**۲۵۳**
فراوانی نسبی	٤٥/٤٥	٣٤/٣٩	١١/٤٧	٨/٦٩	**۱۰۰**
نام مولفه‌ها	پرفشار اروپایی	بلوکینگ دو قطبی	پرفشار دینامیکی-حرارتی سیبری و شمال خزر	سیکلون مدیترانه‌ای	

در جدول (٤) تاریخ روزهای برفی سه روز قبل هر یک از مولفه‌ها و روز اوج برفی آن‌ها آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در زمان برقراری الگوی پرفشار اروپایی (روز نماینده مولفه اول) اکثر ایستگاه‌ها بارش برف را ثبت کرده و نشان از فراگیری برف در کل سیطره استان دارد، البته برخی ایستگاه‌های نواحی ساحلی منطقه (کیاشهر و آستارا) بارش برف ثبت نکردند. در سه مولفه دیگر یعنی بلوکینگ دو قطبی، پرفشار دینامیکی/حرارتی سیبری و شمال خزر و همچنین سیکلون مدیترانه‌ای، بارش برف محدود به نواحی کوهستانی بوده و بخش کوهپایه و جلگه‌ای استان بدون پوشش برف بودند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

جدول ٤- تاریخ و مقدار برف روزهای برفی مولفه‌ها و سه روز قبل آن در ایستگاه‌های استان گیلان

Table 4- Date and amount of snow on snowy days of the components and three days before it in the stations of Guilan province

ایستگاه	پرفشار اروپایی				بلوکینگ دو قطبی				پرفشار دینامیکی _حرارتی سیبری و شمال خزر				سیکلون‌های مدیترانه‌ای			
	۱۷	۱۸	۱۹	ضخامت	۳۰	۱	۲	ضخامت	۱۹	۲۰	۲۱	ضخامت	۲۵	۲۶	۲۷	ضخامت
	فوریه	فوریه	فوریه		نوامبر	دسامبر	دسامبر		نوامبر	نوامبر	نوامبر		ژانویه	ژانویه	ژانویه	
	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸		۲۰۰۸	۲۰۰۸	۲۰۰۸		۲۰۱۶	۲۰۱۶	۲۰۱۶		۲۰۱۲	۲۰۱۲	۲۰۱۲	
بندر انزلی	–	–	برفی	۳۵	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
کیاشهر		–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
آستارا		–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
فرودگاه رشت	–	–	برفی	۲۷	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
تالش	–	–	–		–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
کشاورزی رشت	–	–	برفی	۲۹	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
لاهیجان	–	–	برفی	٤۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
منجیل	–	–	برفی	۵	–	–	–	۰	–	–	–	۰	–	–	–	۰
ماسوله	–	–	برفی	۲۵	–	–	–	۰	برفی	برفی	برفی	۲٦	–	–	برفی	۲۰
جیرنده	–	–	–	۰	–	–	برفی	۱۰	–	برفی	برفی	۱۹	–	–	برفی	۱۰

ضخامت برف ریزش کرده در هر چهار مولفه از ٤۰ سانتی متر بالاتر نمی‌رود، البته این به معنی عدم ریزش بارش‌های بیش‌تر از ٤۰ سانتی‌متر نیست. بارش‌های بالای نیم متر، یک متر و بیش‌تر در ناحیه جلگه‌ای و کوهستانی در طی این دوره اتفاق افتاده است، که در چهار الگوی تعیین شده قرار می‌گیرند. در این پژوهش به دلیل استفاده از روش PCA، روز معرف هر الگو مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه عامل‌های کنترل کننده روزهای برفی استان گیلان مورد واکاوی همدید قرار می‌گیرند.

پرفشار اروپایی (EHP)

پرفشار اروپایی (۱۹ فوریه ۱۹۹۸) به‌عنوان مولفه اول روزهای برفی در نظر گرفته شده است. این مولفه ۱۱۵ روز از ۲۵۳ روز برفی ناحیه جنوب‌غربی سواحل دریای خزر (گیلان) را کنترل می‌کند. بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ سه روز قبل این مولفه نشان می‌دهد که در روز ١٦ فوریه ناوه عمیقی در شرق دریای خزر از اراضی شمالی دریاچه بایکال با محور شمال‌شرق-جنوب‌غرب تا نواحی غربی ایران کشیده شده است در این روز هوای سرد از سرزمین‌های شمالی دریای خزر و دریای سیاه به سمت غرب ایران و شمال دریای خزر در حال ریزش

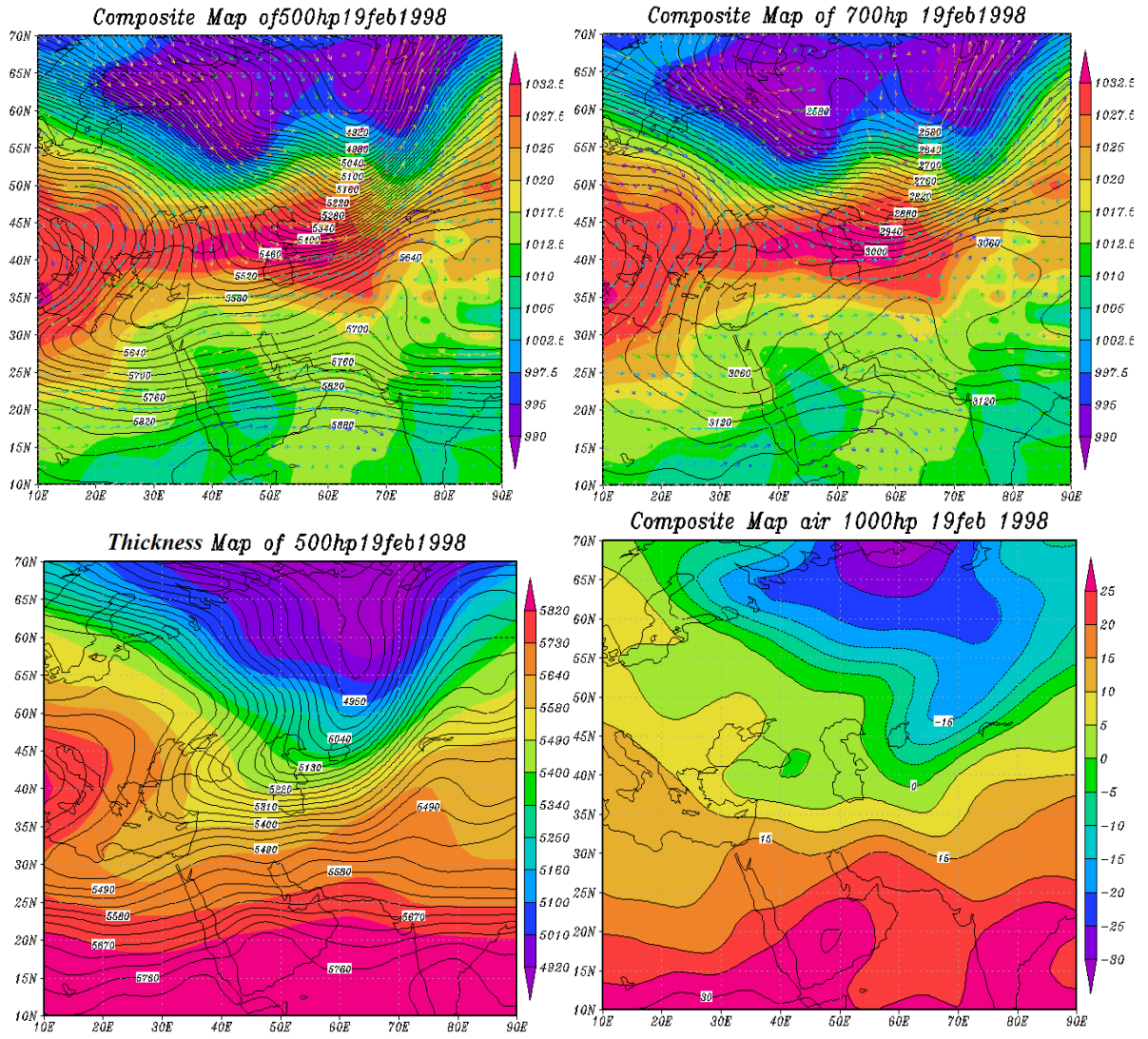
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

است. برروی زمین هسته پرفشار با فشار ۱۰۳۰ هکتوپاسگال در اراضی واقع بین دریای خزر و سیاه قابل مشاهده است. سایر سیستم‌های فعال در این محدوده نیز پرفشار سیبری و کم‌فشار واقع برروی اسکاندیناوی است، که اثری بر محدوده مورد نظر ندارند؛ اما در روز ۱۷ فوریه سیکلون واقع برروی شمال اروپا با حرکت جنوب‌شرق خود تا اراضی شمال دریای خزر جابه جا شده است. این سیستم کم فشار با فشار مرکزی ۹۸۵ هکتوپاسگال و ارتفاع ٤۹۲۰ متر در هسته مرکزی خود دارای انحراف محوری شمال‌سو بوده و در حدود ٦ درجه عرض جغرافیایی انحراف محوری دارد. سرعت حرکت سیکلون مورد نظر بسیار بالا است. با حرکت شرق‌سوی سیکلون مورد نظر، پرفشار سیبری به سمت شرق عقب‌نشینی کرده و با محور شمال‌شرق-جنوب‌غرب هوای سرد و خشک را در تراز پایین جو به سمت نواحی شمال‌شرق کشور ارسال می‌کند. در غرب سیکلون واقع برروی اراضی شمالی دریای خزر، هسته پرفشار در اروپای مرکزی تشکیل شده است. کم‌فشار و پرفشار فوق به‌ترتیب در بخش جلو و عقب فرود موج بادهای غربی با محوریت شمال‌شرق و جنوب‌غرب تشکیل شده‌اند. در این روز برروی ناحیه مورد مطالعه به‌دلیل قرارگیری موج کوتاه فراز بادهای غربی در بخش جنوبی سیکلون مورد نظر، زبانه‌های پرفشار سیبری به سمت این ناحیه نفوذ کرده است، اما به دلیل مسیر کوتاه (شرقی/ غربی) آن برروی دریای خزر، شرایط برای بارش برف در ناحیه غربی این ساحل مهیا نمی‌گردد. این پرفشار بیش‌تر شمال‌شرق کشور را متاثر ساخته و با عبور از جنوب ارتفاعات البرز به پرفشارهای محلی شمال‌غرب و غرب ایران متصل شده است. در روز سوم (۱۸ فوریه ۱۹۹۸) سیکلون روز قبل به سمت شرق و تا حدودی به سمت شمال جابجا شده است. به‌تبع آن پرفشار سیبری به سمت شرق حرکت کرده و از اثرات آن برروی آب‌وهوای ایران کاسته می‌شود. در این روز در غرب سیکلون، ریزش هوای سرد عرضهای بالا از اسکاندیناوی به سمت اروپای مرکزی و شرقی در بخش عقب محور ناوه‌ای که با جهت شمال شرق/ جنوب غرب از اراضی شمالی دریای خزر تا بخش مرکزی دریای مدیترانه تشکیل شده است اتفاق می‌افتد. محور فوق حالت دوکی شکل دارد. در اروپای مرکزی پرفشار بسیار قوی با فشار مرکزی ۱۰٤۰ هکتوپاسگال در بخش عقب محور ناوه دوکی شکل ایجاد شده است که زبانه‌های آن تا شمال غرب دریای خزر نفوذ کرده است. در روز ۱۹ فوریه ۱۹۹۸ پرفشار گسترده‌ای با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسگال از اروپای مرکزی در راستای عرض ٤۳ درجه شمالی تا طول ۷۵ درجه شرقی کشیده شده است. این پرفشار بر خلاف روز قبل که برروی اروپای مرکزی مستقر بود یک هسته مستقل در مرکز دریای مدیترانه ایجاد کرده است. در این روز اثری از پرفشار حرارتی-دینامیکی سیبری وجود ندارد و پرفشار فوق تضعیف شده و به سمت شرق رانده شده است. در روز برفی مورد نظر، ریزش هوای سرد در بخش عقبی ناوه کاملا مشهود است و محور ناوه حالت مایل داشته و از بخش مرکزی خزر تا شرق دریای مدیترانه و شمال‌شرق آفریقا کشیده شده است. محور ناوه در اراضی شرقی دریای خزر نسبتا شمالی-جنوبی می‌شود. باید گفت حالت دوکی شکل محور ناوه در روز بارش هم حفظ شده است؛ بنابراین اولین الگوی بارش برف در سواحل جنوب غربی دریای خزر (استان گیلان)، پرفشار اروپایی (European High Pressure) است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]



شکل ۳: نقشه ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، ۷۰۰ (Hgt)، ضخامت و فشار سطح دریا (Slp) مولفه اول روز برفی ۱۹ فوریه ۱۹۹۸

Figure 3: Geopotential map of level 500, 700 Hgt, thickness and sea surface pressure (Slp) the first component of the snowy day February 19, 1998

در راستای بررسی الگوهای همدید بارش برف، نقشه ضخامت و دمای هوا نیز ترسیم شد. همان‌گونه که می‌دانیم نقشه‌های ضخامت برای نشان دادن ضخامت جو بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسگال به‌کار برده می‌شود. ضخامت لایه‌های جو در اوضاع جوی سرد کاهش و در شرایط جوی گرم ضخیم‌تر می‌شود؛ بنابراین بین نقشه ضخامت جو و دمای جو رابطه وجود دارد. با تحلیل این نقشه‌ها می‌توان جابجایی توده‌های هوا را مشخص کرد. نقشه ضخامت جو در روز ۱۹ فوریه ۱۹۹۸ نشان دهنده عبور خط ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۳۰۰ از بخش جنوبی دریای خزر است و دمای هوای ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰۰۰ هکتوپاسگال در این بخش از ساحل دریای خزر از ۵ درجه سانتی‌گراد تجاوز نمی‌کند. همچنین نقشه همدما حاکی از هجوم زبانه‌های موج هوای سرد به این ناحیه است.

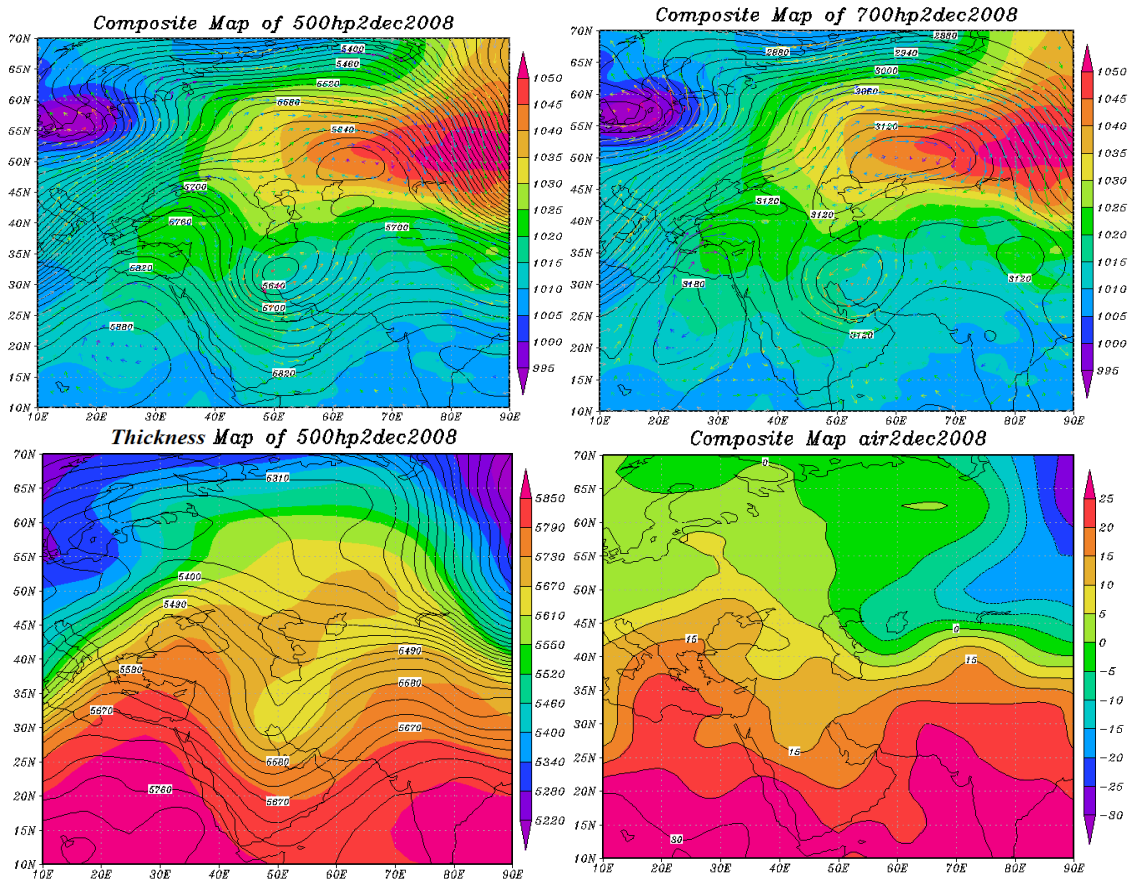
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

بلوکینگ دو قطبی (BPB)

در روز ۲۹ نوامبر بادهای غربی سطح ۵۰۰ هکتوپاسگال در غرب ترکیه به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم شده است. به عبارتی در این روز دو جریان مجزا از هم که از جریان اصلی بادهای غربی در غرب بلوکینگ منشعب می‌شود به‌وجود آمده است. به این نوع بلوکینگ، بلوکینگ شارش یافته یا شارش شکافته شده می‌گویند. شاخه شمالی آن به سمت عرضهای بالا و شاخه جنوبی آن به سمت عرض‌های پایین منحرف شده و در راستای شرقی در جریان هستند. سامانه رودباد در مواجه با این نوع بلوکینگ مجبور به حرکت در دو مسیر متفاوت شده و با انشعاب آن، سامانه‌های جوی نیز در محل انشعاب تحت تاثیر نزدیک‌ترین شاخه رودباد قرار گرفته و در آن جهت ادامه مسیر می‌دهد. هر چرخندی که از سمت غرب به این ناحیه وارد شود، یا از روی پشته شمالی یا ناوه جنوبی خواهد گذشت و طبیعتا تضعیف خواهد شد؛ اما الگویی که در منطقه مابین دو جت استریم مستقر است در همان جا متوقف گشته و در این موقع بلوکینگ شکل خواهد گرفت. در روز ۲۹ نوامبر ۲۰۰۸ با دو شاخه شدن بادهای غربی شاخه شمالی آن در جنوب دریاچه بالخاش به شاخه جنوبی آن مجددا وصل شده و همرسی اتفاق افتاده و جریان بادهای غربی مداری می‌شود. محدوده فعالیت بلوکینگ بین دو منطقه دورشوی بادهای غربی در غرب ترکیه و منطقه همرسی آن در جنوب دریاچه بالخاش قرار دارد. در داخل بلوکینگ به‌وجود آمده، پشته شمالی و ناوه جنوبی فعال بوده و در صورت تداوم فعالیت، آن به مدت طولانی بر روی منطقه مستقر خواهد بود. شاخه شمالی بادهای غربی باعث ایجاد پشته در موجهای بادهای غربی و استقرار پرفشار برروی سطح زمین می‌شود. در این روز بخش پشته بلوکینگ برروی پرفشار سیبری قرار گرفته و باعث تقویت پرفشار شده است. همچنین شاخه جنوبی بلوکینگ ناوه‌ای را تشکیل می‌دهد که در بخش مرکزی آن، چرخندگی مثبت برقرار است. در نتیجه در شاخه شمالی بلوکینگ، شرایط پایدار و در شاخه جنوبی آن شرایط ناپایدار حاکم می‌گردد؛ اما بخش شمالی بلوکینگ که منطبق بر پرفشار سیبری است سبب تقویت آن شده و زبانه‌های این پرفشار به سمت غرب، جنوب‌غرب و جنوب حرکت می‌کنند. در اثر عبور پرفشار حرارتی–دینامیکی سیبری از روی دریای خزر، احتمال بروز هوای برفی در این موقع از سال امری بدیهی است؛ زیرا با عبور هوای سرد و خشک سیبری از روی دریای خزر، رطوبت کافی به توده هوا cPs تزریق شده و ماهیت فیزیکی هوا بعد از رسیدن به سواحل جنوبی دریای خزر و استان گیلان به توده هوای mPu تغییر ماهیت می‌دهد و هوای پایدار سیبری در اثر دریافت گرما و رطوبت از دریای خزر به توده هوای ناپایدار تبدیل می‌شود. همزمان با برقراری چنین شرایطی، میزان تاوایی جو در محدوده پرفشار و زبانه‌های ورودی آن به استان گیلان منفی است. در عوض در بخش ناوه تاوایی مثبت شدید وجود دارد که هوای گرم عرض‌های پایین را از بخش جلوی خود به سمت دریای خزر و اراضی غربی آن می فرستد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]



شکل ٤: نقشه ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، ۷۰۰ (Hgt)، ضخامت و فشار سطح دریا (Slp) مولفه دوم روز برفی ۲ دسامبر ۲۰۰۸

Figure 4: Geopotential map of level 500, 700 Hgt, thickness and sea level pressure (Slp) the second component of the snowy day December 2, 2008

در نتیجه در اثر برخورد هوای سرد سیبری با هوای نسبتا گرم‌تر عرض‌های پایین، شرایط ایجاد جبهه هم فراهم می‌گردد. در ۳۰ نوامبر و ۱ دسامبر شرایط بلوکینگ نسبت به روزهای قبل تغییر چندانی نداشته است. فقط چرخند واقع در ناوه جنوبی به سمت غرب ایران تغییر مکان داده است. همچنین در راستای طولی بلوکینگ فشرده‌تر شده و گسترش نصف‌النهاری آن افزایش یافته است و در ۱ دسامبر چرخند ناوه جنوبی کاملا در جنوب ارتفاعات البرز واقع شده است. در روز معرف الگوی دوم یعنی ۲ دسامبر ۲۰۰۸ شرایط نسب به روز قبل تغییرات مشهودی را نشان نمی‌دهد. همچنین نقشه دما نشان‌دهنده عبور منحنی همدمای ۱۰ درجه از ناحیه مورد نظر است؛ بنابراین الگوی دومی که روزهای برفی استان گیلان ایجاد می‌کند بلوکینگ دو قطبی (Bipolar or Split Blocking) نامیده می‌شود.

پرفشار دینامیکی/ حرارتی سیبری و شمال خزر (SCHP)

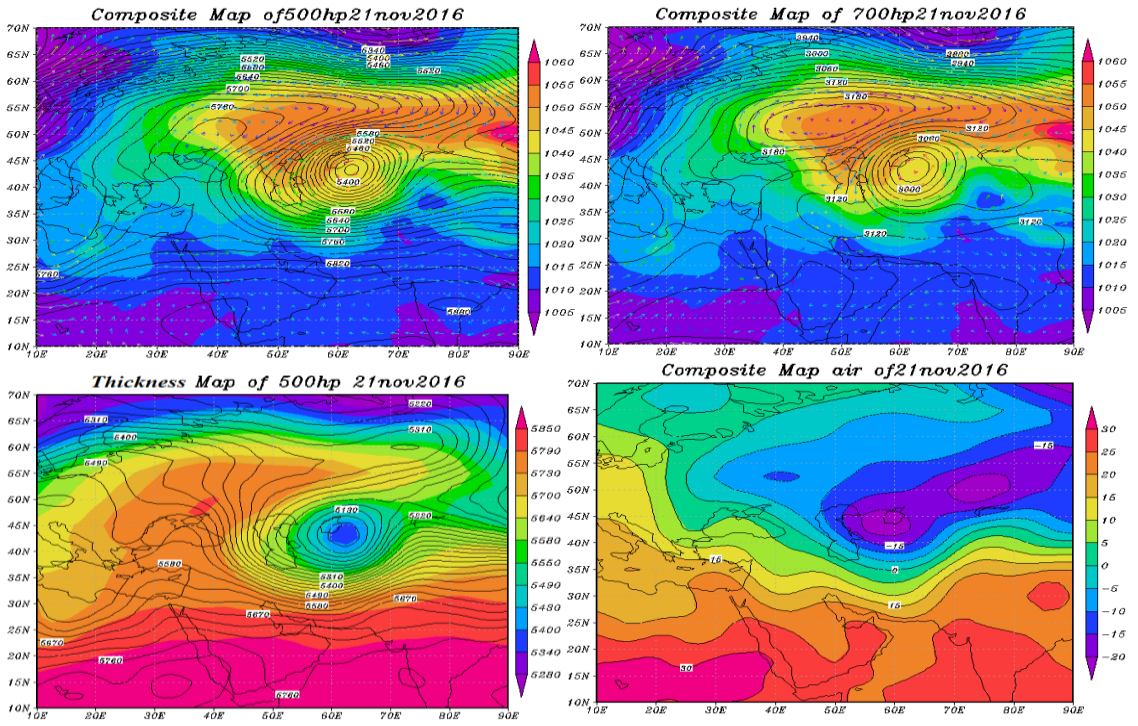
در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۱٦ موجهای بادهای غربی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال در راستای ارتفاعات اورال روسیه به دو شار جدا از هم تقسیم شده است. شاخه شمالی آن به همراه پشته نه‌چندان عمیق باعث تقویت بخش غربی پرفشار

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

سیبری با ایجاد همگرایی در تراز میانی جو شده است؛ زیرا آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع و جهت بادها حاکی از وجود همگرایی نسبتا خوب در این تراز است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود پرفشار حرارتی سیبری در این روز به پرفشار حرارتی-دینامیکی تبدیل شده است؛ زیرا حرکت واچرخندی آن باعث شده در بخش غربی پرفشار، سرعت جریان هوا در مواجه با بخش جلویی پشته نه‌چندان عمیق شمالی افزایش یابد. این فرآیند باعث همگرایی شدید در تراز میانی جو شده و پرفشار فوق را تقویت می‌کند. در شاخه جنوبی بادهای غربی ناوه عمیقی در شمال دریای خزر با ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی ۵۸۱۰ متر شکل گرفته است. دو شاخه مورد نظر در شمال دریاچه آرال همرسی پیدا کرده‌اند. در بخش عقب ناوه جنوبی فراز نسبتا عمیقی در حال شکل‌گیری با محوریت شمال‌غرب / جنوب‌شرق در شرق اروپا است. حرکت واچرخندی داخل فراز مورد نظر نشان دهنده تاوایی منفی و شرایط نسبتا پایدار جو در آن است. فشردگی منحنی‌های هم ارتفاع در ناوه جنوبی و همگرایی بردارهای جریان هوا در تراز میانی جو نشان از ناپایداری هوا در بخش ساحلی دریای خزر دارد. در این روز هسته پرارتفاع جنب حاره دارای هسته مستقل و مشخص برروی عربستان و نیمه جنوبی ایران با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ متر است. تاوایی منفی این پرارتفاع در تراز ۵۰۰ نشان از حرکت واچرخندی آن بوده و شرایط پایدار جوی در بخش جنوبی و مرکزی کشور امری مسلم تلقی می‌گردد. در روز ۱۹ نوامبر ۲۰۱۶ هسته پرارتفاع جنب حاره به سمت جنوب و غرب عقب‌نشینی کرده است. در این روز ناوه جنوبی به سمت شرق جابجا شده و برروی دریاچه آرال قرار دارد. فراز ایجاد شده (فراز اول) در بخش غربی ناوه در روز قبل، با حرکت شرق سو و شمال سوی خود عمیق‌تر شده و محور آن از شرق مدیترانه تا شمال دریای سیاه، شمالی/ جنوبی و سپس با انحراف به سمت شمال شرق تا مختصات $60^{\circ}N$ $60^{\circ}E$ کشیده شده است. در این روز ریزش هوای سرد از بخش جلوی فراز بادهای غربی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر در حال انجام است. ناوه روز قبل دارای فرود در کشور ترکمنستان بوده و محور آن نسبتا مایل (شمال‌شرق/جنوب‌غرب) است و از دریاچه آرال شروع شده تا شرق استان خراسان کشیده شده است. هسته اصلی پرفشار سیبری تحت تاثیر فراز موجی است که از عرض‌های بالا به این ناحیه وارد شده و حالت خوابیده دارد (فراز دوم). در واقع در این روز جریانات فراز اول و دوم در اراضی شمال دریاچه آرال با توجه به حرکت واچرخندی شمالی/جنوبی شده است. در روز ۲۰ نوامبر ۲۰۱۶ فراز اول و دوم بادهای غربی یکی شده و محور آن به‌دلیل مقاومت پرفشار سیبری تا حدودی متمایل شده است. در هسته کم ارتفاع واقع برروی دریاچه آرال تا حدودی به سمت شرق جابه جا شده است. محور فراز اول جابجایی کمی در راستای شرقی داشته و همچنان در موقعیت قبلی خود قرار دارد؛ اما در عرض‌های بالا خمیدگی بیش‌تری نسبت به روز قبل داشته و برروی پرفشار سیبری حالت خوابیده دارد. بردار جریان هوا نشان از افزایش سرعت هوا و ریزش‌های سرد به ناحیه ساحلی جنوب دریای خزر دارد. در سطح زمین اختلاف فشار بین شمال و جنوب دریای خزر افزایش یافته و چگونگی نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری برروی دریای خزر، عبور شمالی/جنوبی جریانات این سیستم از روی این دریا را تایید می‌کند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]



شکل ۵: نقشه ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، ۷۰۰ (Hgt)، ضخامت و فشار سطح دریا (Slp) مولفه سوم روز برفی ۲۱ نوامبر ۲۰۱۶

Figure 5: Geopotential map of level 500, 700 Hgt, thickness and sea level pressure (Slp) the third component of the snowy day November 21, 2016

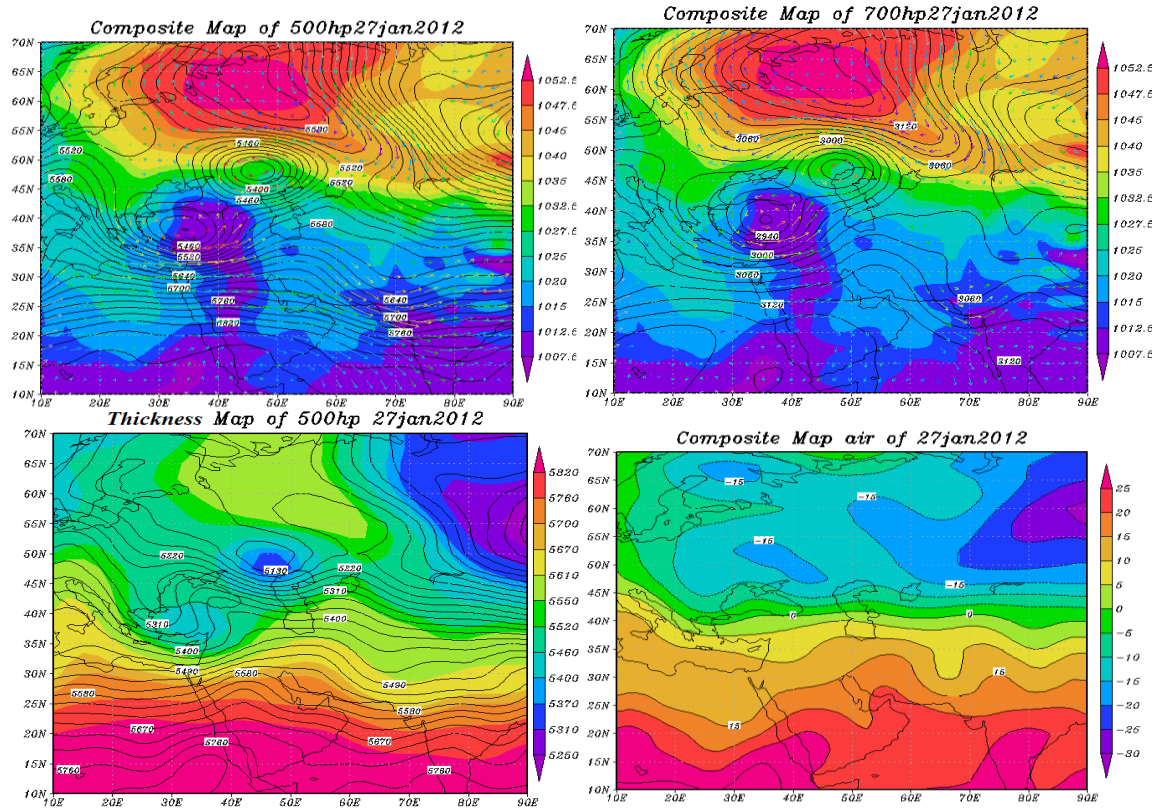
در ۲۱ نوامبر ۲۰۱۶ کم ارتفاع داخل ناوه واقع در شرق دریاچه آرال قویتر شده و باعث جابجایی هسته پرفشار سیبری به سمت شرق به مختصات 95°E 55°N شده است فراز دوم نسبت به روز قبل تغییر نداشته و محور آن در عرض جغرافیایی ۵۵ درجه شمالی کاملا غربی/شرقی شده و از ٤٥ درجه طول شرقی تا ۸۵ درجه طول شرقی امتداد دارد. در این روز ریزش هوای سرد در بخش جلویی فراز از شمال دریای خزر تا جنوب آن کاملا بارز بوده و بردار جریان هوا بیانگر سرعت زیاد برروی دریای خزر است. الگوی فشار نشان می‌دهد که اختلاف فشار بین شمال و جنوب دریای خزر در حدود ۳۵ هکتوپاسگال است؛ که وجود این اختلاف فشار در فاصله نسبتا کم شمال و جنوب دریای خزر، وزش شدید باد را تایید می‌کند. بررسی بارش برف ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که از سه روز قبل بارش برف در نواحی کوهستانی منطقه شروع شده و تا ۲۱ نوامبر ۲۰۱٦ ادامه یافته است. با واکاوی انجام شده برروی نقشه‌ها مشخص می‌شود بارش برف در مولفه سوم از پرفشار دینامیکی حرارتی سیبری منشاء گرفته است. البته موقعیت این پرفشار برای ایجاد برف همیشه ثابت نیست و در برخی مواقع در شمال دریای خزر مستقر می‌شود؛ بنابراین الگوی کنترل کننده مولفه سوم نیز پرفشار دینامیکی/حرارتی سیبری و شمال خزر نامیده می‌شود.

سیکلون مدیترانه‌ای (MC)

در روز ٢٤ ژانویه ۲۰۱۲ سیکلونی در داخل موج کوتاه برروی دریای آدریاتیک (شرق ایتالیا) تشکیل شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال واگرایی بردار جریان نشاندهنده چرخندگی شدید هوا و مکش هوا در راستای قائم است. در

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

همین روز برروی بخش شمالی دریای خزر کم ارتفاع با ارتفاع مرکزی ۵۳۰۰ متر تشکیل شده است که دارای حرکت چرخندی بسیار قوی است. در شمال چرخند واقع در بخش شمالی دریای خزر، واچرخند بسیار قوی تشکیل شده است که ارتفاع منحنی مرکزی آن ۵۵۸۰ متر و فشار منحنی مرکزی آن در سطح زمین ۱۰۴۵ هکتوپاسگال است. بین این دو سامانه جوی، فراز بادهای غربی برروی دریای سیاه قرار گرفته است. در این روز زبانه کم‌فشار در تراز پایینی جو از اقیانوس هند به سمت ایران نفوذ کرده و نیمه شرقی ایران تا خراسان شمالی را در بر گرفته و باعث انتقال رطوبت به این ناحیه شده است. در روز ۲۵ ژانویه شرایط نسبت به روز قبل تغییراتی نکرده است، اما سیکلون روی دریای مدیترانه توسط موج کوتاه به شرق مدیترانه جابه‌جا شده و قسمت اعظم ترکیه مرکزی و غربی را در بر می‌گیرد. بخش جنوبی دریای خزر در جلوی فراز بادهای غربی قرار گرفته و کم ارتفاع واقع در بخش شمالی دریای خزر، حالت بیضی پیدا کرده است که قطر بزرگ بیضی از جهت شمال غرب به جنوب‌شرق امتداد دارد. اثرات چرخند فوق به سواحل جنوبی دریای خزر نمی‌رسد. در ۲۶ نوامبر سیکلون نسبت به روز قبل تغییر مکانی مشهودی نداشته است اما ریزش هوای سرد از اروپای مرکزی به درون سیکلون در تراز میانی جو کاملا مشهود است. همچنین نقشه فشار سطح زمین حاکی از تشکیل کم‌فشار سودانی در شاخ آفریقا و نفوذ آن تا دریای مدیترانه است. کم‌فشار سودانی با هوای گرم و کسب رطوبت از دریای سرخ و اقیانوس هند رطوبت را به بخش جلوی موج کوتاه منتقل می‌کند.



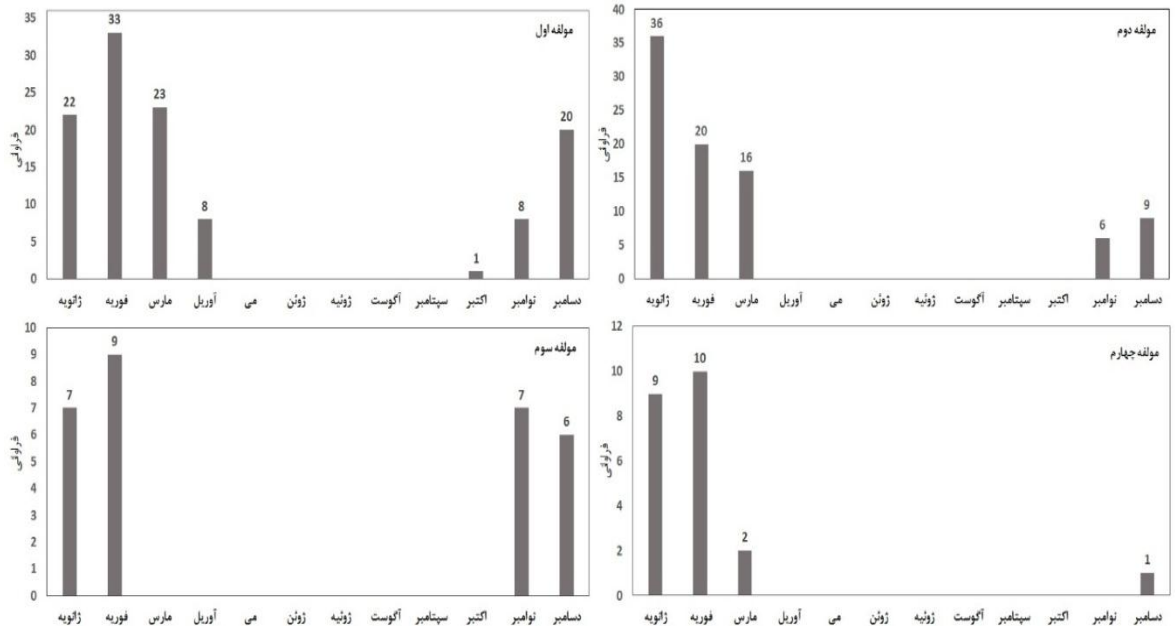
شکل ٦: نقشه ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، ۷۰۰ (Hgt)، ضخامت و فشار سطح دریا (Slp) مولفه چهارم روز برفی ۲۷ ژانویه ۲۰۱۲

Figure 6: Geopotential map of Level 500, 700 (Hgt), thickness and Sea level pressure (Slp) the fourth Component of snowy day January 27, 2012

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

در روز ۲۷ ژانویه موج کوتاه به سمت شرق تا نواحی غرب و شمال‌غرب ایران نفوذ کرده است. در تراز میانی جو حرکت چرخندی شمال دریای خزر در مجاورت با سیکلون مدیترانه مجددا فعال شده است. الگوی فشار سطح زمین نسبت به روز قبل تغییر قابل توجهی نداشته است. مهم‌ترین مسئله در سیکلون‌هایی که از مرکز و شرق مدیترانه منشاء می‌گیرند، هماهنگی آن‌ها با فعالیت کم‌فشار سودانی است که با انتقال هوای گرم و رطوبت باعث تغذیه، ماندگاری و تداوم سیکلون‌ها می‌شوند؛ بنابراین سیکلون‌های مرکز و شرق مدیترانه در محل برخورد هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین و هوای سرد و خشک اروپای مرکزی تشکیل شده و توسط موج کوتاه بادهای غربی به سمت شرق حرکت می‌کنند. با توجه به زمان ورود سیکلون‌های مدیترانه‌ای، شرایط برای بارش در نواحی غربی، شمال‌غربی و سواحل جنوبی دریای خزر فراهم می‌گردد. در روز ۲۷ ژانویه نواحی شمال‌غرب، غرب و شمال ایران از بارش‌های این سیستم بی‌بهره نبوده و برف نواحی مرتفع استان گیلان را پوشانده است؛ بنابراین مولفه چهارمی که بارش برف استان گیلان را کنترل می‌کنند سیکلون‌های مدیترانه‌ای هستند. در شکل (۷) توزیع فراوانی روزهای برفی مولفه‌های مختلف آورده شده است. در این نمودار علاوه بر کاهش روزهای برفی از مولفه اول تا چهارم، تمرکز بیش‌ترین روزهای برفی مولفه‌ها در ماه‌های ژانویه و فوریه قرار دارد. به‌طور کلی در ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، آوریل و همین‌طور اکتبر و نوامبر و دسامبر بارش برف اتفاق افتاده است. همین‌طور در شش ماه از سال احتمال وقوع بارش برف امری بدیهی محسوب می‌شود. از جمله مسائل مهم در ارتباط با بارش برف نیز رخداد آن در اوایل دوره گرم است که صدمات زیادی به محصولات کشاورزی استان، به‌ویژه در مناطق کوهستانی وارد می‌کند.



شکل ۷: توزیع فراوانی روزهای برفی به تفکیک مولفه‌ها در استان گیلان

Figure 7: Frequency distribution of snowy days by components in Guilan province

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

نتیجه‌گیری

در این تحقیق برای واکاوی الگوهای همدیدی منجر به ریزش برف در استان گیلان از رویکرد محیطی به گردشی استفاده گردید. بدین منظور ۲۵۳ روز برفی از سال ۱۳۹۸ تا ۲۰۱۸ شناسایی و با استفاده از تکنیک تحلیل مولفه‌های مبنا (PCA) برروی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال، ماتریسی به ابعاد 253×525 تشکیل شد. نتایج به دست آمده بعد از تحلیل مولفه‌های مبنا نشان داد چهار الگو موجد اصلی ریزش برف در این ناحیه هستند. بطوریکه الگوی اول تا چهارم به‌ترتیب ۳۳/۹۲، ۲۷/۹۶، ۱۶/۱ و ۱٤/۷۱ درصد واریانس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال و در مجموع ۹۲/۷ درصد واریانس کل داده‌ها را تبیین کردند. اولین الگوی بارش برف در سواحل جنوب‌غربی دریای خزر، پرفشار اروپایی، الگوی دوم بلوکینگ دو قطبی، الگوی سوم پرفشار دینامیکی/ حرارتی سیبری و شمال خزر و الگوی آخر نیز سیکلون‌های مدیترانه‌ای نامگذاری گردید. براساس مطالعات انجام شده توسط محققان داخلی برروی بارش برف نواحی مختلف ایران (Jahanbakhsh et al., 2016: 19) و (Molazadeh et al., 2015: 75)، نقش واچرخندهای سیبری و مهاجر بسیار بارز و کلیدی به‌نظر می‌رسد. البته تشکیل جبهه‌ها در محل برخورد سیستم‌های واچرخندی با سامانه‌های کم‌فشار سودانی/ دریای سرخ باعث تشدید بارش برف می‌شوند. همچنین وجود دریای خزر در تقویت الگوهای اول تا سوم از طریق انتقال انرژی به توده هوای عبوری از روی آن بسیار مهم جلوه می‌کند. پرفشار اروپایی مهم‌ترین الگوی ریزش برف ناحیه در نظر گرفته شد و ۱۱۵ روز برفی ناحیه توسط این الگو ایجاد شده است. سایر الگوها یعنی بلوکینگ دوقطبی، پرفشار دینامیکی/ حرارتی سیبری و شمال دریای خزر و سیکلون‌های مدیترانه‌ای به‌ترتیب با ۸۷، ۲۹ و ۲۲ روز برفی در رتبه‌های بعدی قرار گرفتند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

References

- Alijani, B., (2012), "***Synoptic Climatology***", Tehran, Samat Publications. [In Persian].
- Amininia, K., Lashkari, H., Alijani, B., Khorshiddoust, A. M., (2010), "Analysis and review of heavy snow synoptic conditions in North West of Iran by using PCA and clustering", ***J. Int. Environmental Application & Science***, 5 (1): 17-24. [In Persian].
- Bednorz, E., Wibing, J., (2016), "Spatial distribution and synoptic conditions of snow accumulation in the Russian Arctic", ***Polar Research***, 35: 1-13.
- Bednorz, E., (2014), "Synoptic study of the heaviest snowfalls in Poznan since 1960/61 to 2009/2010", ***Acta Climatologica ET Chorological***, 47-48: 7-16.
- Dargahian, F., Alijani, B., (2017), "Study of synoptic and dynamic the occurrence of blocking on the snow in February 2014 in Iran"***, Journal of Natural Environmental Hazards***, 12 (6): 19-36. [In persian].
- Dargahian, F., Alijani, B., (2013), "Investigate blocking effect on snow event of heavy and continuous in Iran", ***Territory***, 38 (10): 1-14. [In Persian].
- Doostan, R., Eskandari, M., (2017), "Synoptic analysis of heavy snowfall in mountain roads of central, Zagros (Case study: road of Chelgerd- Shahrekord- Lordegan)", ***Journal of Geographical Space***, 56 (16): 221-239. [In Persian].
- Esteban, P., Jones, P. D., Vide, J. M., Mases, M., (2005), "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees", ***International Journal of Climatology***, 25: 319-329.
- Farukh, M. A., Yamada, T. J., (2014), "Synoptic climatology associated with extreme snowfall events in Sapporo city of northern Japan"***, Atmospheric Science Letters***, 15 (4): 259-265.
- Farukh, M. A., Yamada, T. J., (2018), "Synoptic climatology of winter daily temperature extremes in Sapporo, northern Japan", ***International Journal of Climatology***, 38: 2230-2238.
- Jahanbakhsh, S., Rezaei Banafsheh, M., Haghighi, E., Rosta, I., (2016), "The study relationship between large- scale circulation patterns of sea level and snow phenomenon in the North West of Iran", ***Territory***, 48 (12): 19-35. [In Persian].
- Jolliffe, I. T., (2002), "***Principal component analysis***", London, Springer.
- Khoshhal Dastjerdi, J., Kamyar, A., (2017), "Identification and analysis of synoptic patterns of widespread snow blizzard in northwestern Iran", ***Physical Geography Quarterly***, 37 (10): 15-30. [In persian].
- Mansourfar, K., (2009), "***Advanced statistical methods using applied software***", Tehran, University of Tehran Press, Third Edition. [In Persian].
- Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J. L., Ortega, E. G., Gascón, E., (2014), Snowfall in the northwest Iberian peninsula: synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends, ***The Scientific World Journal***, 59 (4) 61-85.
- Molazadeh, B., Saligheh, M., Alijani, B., Nassrzadeh, M. H., (2015), "The statistical and synoptic analysis of snow storms in western Azerbaijan province"***, Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards***, 4 (1): 75-90. [In Persian].
- Movahed Danesh, A. A., (1994), "***Iranian surface water hydrology***", Tehran, Samat Publications. [In Persian].

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]

- Omidvar, K., (2016), "The synoptic-dynamic study and analysis of snowfall in Yazd province", ***Scientific-Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR***), 98 (25): 25-42. [In Persian].
- Rezaee Banafsheh, M., Jahanbakhsh Asl, S., Haghighi, E., (2017), "Analysing synoptic patterns of snowfall in Kermanshah", ***Journal of Geographical Space***, 59 (17): 103-119. [In Persian].
- Safarpour, F., Khoshhal, J., Hatami, Kh., Hashemi, A., (2015), "Analysis of spatial - temporal heavy snowfall in West of Iran (Case study: Kurdistan province)", ***Journal of Applied Climatology***, 2 (2): 69-82. [In Persian].
- Serreze, M. C., Clark, M. P., Mcginnis, D. L., (1998), "Characteristics of snowfall over the eastern half of the United States and relationships with principal modes of low-frequency atmospheric variability", ***Journal of Climate***, 11: 234-250.
- Shakiba, A. Sadeghib, S., Doostan, R., (2016), "The synoptic activity centers and pressure patterns of heavy snowfall in northwest of Iran"**, *Journal of Geography and Environmental Hazards***, 4 (4): 87-104. [In Persian].
- Wilks, D. S., (2006), "***Statistical methods in the atmospheric sciences***", Second edition New York, Elsevier academic pub.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1401.22.77.6.3]