

شناسایی الگوی همدیدی سامانه های بندالی موثر بر دمای ایران

فاطمه درگاهیان*^۱، بهلول علجانی^۲، حسین محمدی^۳

۱- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات تهران، مرکز تحقیقات هواشناسی کاربردی استان لرستان

۲- استاد دانشکده جغرافیا و مدیر قطب علمی تحلیل فضایی و مخاطرات محیطی دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

۳- دانشیار گروه جغرافیا دانشگاه تهران، ایران.

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۳/۵/۱۱

تاریخ وصول مقاله: ۹۲/۷/۲۰

چکیده

رخدادهای ماهی حدی بسیار سرد و مداوم در مقیاس ماه، فصل و یا سال می‌تواند با رخداد سامانه بندالی مرتبط باشد. به منظور آشکار سازی و تعیین الگوهای فشار مرتبط با رخداد سامانه های بندالی موثر بر دمای ایران، داده های روزانه مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده $90^{\circ}N$ - $10^{\circ}E$ و $90^{\circ}W$ - $10^{\circ}E$ ، با تفکیک $2/5$ درجه برای دوره $1948-2013$ از سایت *NCEP* دریافت شد. ابتدا بر اساس شاخص آشکار سازی دو بعدی، شرایط رخداد سامانه بندالی در محیط نرم افزار *MAT LAB* برنامه نویسی و موقعیت آنها مشخص گردید. در مرحله بعد به منظور تفکیک رخدادهای موثر بر ایران، منطقه مورد مطالعه به $40^{\circ}W-10^{\circ}E$ و $20^{\circ}N-10^{\circ}N$ محدود شد. الگوهای فشار مربوط به سامانه های بندالی موثر بر آب و هوای ایران با استفاده روش تحلیل عاملی و خوشه بندی چندهسته ای *K-means*، در محیط نرم افزار *SPSS* تعیین شدند و از بین آنها الگوهای سامانه بندالی موثر بر دما استخراج گردید. که شامل الگوی امگا جلو محور ریح، الگوی امگا زیر محور ریح و الگوی دو قطبی بود. ارتباط هر کدام از الگوها از دیدگاه همدیدی در سطح زمین و $500\ hPa$ و ارتباط آن با دمای سطح زمین مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. ارتباط الگوهای سامانه بندالی با دمای سطح زمین نشان داد که رخداد دماهای بیش از نرمال و یا کمتر از نرمال ناشی از رخداد سامانه بندالی علاوه بر تداوم، با تاخیر زمانی یک روزه یا کمتر در سطح زمین همراه است.

واژگان کلیدی: سامانه بندالی، شاخص دوبعدی، دماهای کمتر و بیشتر از نرمال

* Email: fatemeh.dargahian@gmail.com

مقدمه

به دلیل ماهیت تداوم و شبه ایستور بودن سامانه های بندالی، تغییر در فراوانی و طول مدت آنها می تواند اثر عمده ای بر روی شرایط اقلیمی مانند، دما و بارش ماهیانه و فصلی داشته باشد (فریدریچ و همکاران ۱۹۹۳، تریگو و همکاران ۲۰۰۴). رخداد دماهای بسیار سرد می تواند با رخداد سامانه بندالی مرتبط باشد، دمای بسیار سرد زمستان ۲۰۱۰-۲۰۰۹ اروپا با رخداد سامانه بندالی و فاز منفی NAO مرتبط می باشد (کاتیوکس و همکاران، ۲۰۱۰). بعلاوه رخداد سامانه بندالی نه تنها بر روی دماهای حدی موثر است، بلکه میانگین اقلیم زمستان را نیز تحت تاثیر قرار می دهد (سیلمن و کروسبی ماسپولی ۲۰۰۹). در طول زمستان رخداد سامانه بندالی می تواند هسته هایی از هوای فوق العاده سرد را با خود بیاورد (هسکین و ساردشموخ، ۱۹۸۷) و بر روی دماهای حدی سرد و فوق العاده سرد موثر باشد. زمستان بسیار سرد ۴۲- ۱۹۴۱ اروپا در طول جنگ جهانی دوم به دلیل وقوع رخداد سامانه های بندالی متوالی، سردترین زمستان قرن بیستم بود که منجر به از بین رفتن بسیاری از سربازان در شرق اروپا شد (لجانز، ۱۹۸۹).

ارتباط آماری الگوهای اقلیمی زمستان با وقوع پدیده سامانه بندالی بر اساس شاخص آشکارکننده دو بعدی، در منطقه اطلس-اروپا آشکار شده؛ نتایج نشان داد که وقوع دماهای فوق العاده سرد و مداوم همزمان با استقرار جلو محور ریح سامانه بندالی امگا رخ می دهد (اسچرر و همکاران، ۲۰۰۶). سه موج سرمای متوالی در شرق و جنوب شرق آسیا در زمستان ۲۰۰۵ رخ داد، این امواج سرما که بعد از ۱۸ زمستان گرم متوالی برای اولین بار ثبت شده بود، (لو و چانگ، ۲۰۰۹) با رخداد سامانه بندالی مرتبط بودند.

مطالعات زیادی ارتباط بین رخداد سامانه بندالی و دمای فوق العاده سرد را نشان داده اند؛ مطالعات مربوط به وضعیت حال و آینده سامانه های بندالی و اثرات آن بر روی میانگین و مقادیر حدی دما در اروپا (سیلمن و کروواسی، ۲۰۰۹)، زمستان سرد ۲۰۱۰ در اروپا در ارتباط با رخداد سامانه بندالی

(کاتیوسکی و همکاران ۲۰۱۰)، ارتباط بین فراوانی سامانه های بندالی در فصل زمستان اطلس شمالی و رخداد هسته های سرد و خشک مرتبط با رخداد سامانه بندالی (بوهلر و همکاران)، تاثیر سامانه بندالی اطلس شمالی بر رخداد دماهای فوق العاده سرد اروپا (سیلمون و همکاران ۲۰۱۱)، بررسی کمی ارتباط بین سامانه بندالی و دماهای حدی در مقیاس های زمانی کمتر از روزانه در نیمکره شمالی (پفال و ورنلی ۲۰۱۲). در طول تابستان گاهی اوقات سامانه بندالی با خشکسالی شدید و امواج گرما مرتبط می باشد (بندال و همکاران ۲۰۰۴) و می تواند منجر به رخداد های شدید آب و هوایی مانند موج گرمای تابستان ۲۰۰۳ اروپا و ۲۰۱۰ روسیه شود. بنابراین سامانه بندالی هم با دماهای حدی سرد و هم با دماهای حدی گرم می تواند مرتبط باشد. ارتباط سامانه بندالی با دماهای حدی روزانه و تغییر پذیری فضایی این روابط در نیمکره شمالی نشان می دهد که در قسمتهای بزرگی از نواحی قاره ای عرض های بالا، دماهای حدی گرم اغلب همزمان با سامانه بندالی اتفاق می افتد. شایان ذکر است که ارتباط قوی بین دماهای حدی گرم و رخداد سامانه بندالی باید در بررسی تغییرات دمای حدی با گرمایش جهانی مورد توجه قرار گیرد (پفال و همکاران ۲۰۱۲).

مطالعه اثر رخداد سامانه بندالی بر روی دماهای حدی حال و آینده نشان می دهد که با توجه به افزایش گرمایش جهانی و روند تغییرات اقلیمی در آینده تعداد رخداد سامانه های بندالی و در نتیجه اثرات اقلیمی که بر روی دماهای حدی سرد می توانند داشته باشند، کاسته شود و چه بسا محل رخداد آنها به عرض های بالاتر نیز منتقل شود. بر اساس شاخص دینامیکی چرخندگی پتانسیل آشکار کننده سامانه بندالی، بررسی اثر رخداد سامانه بندالی بر روی دماهای حدی حال و آینده در منطقه اطلس -اروپا نشان می دهد که فراوانی رخداد ها در اقلیم آینده کم می شود و به سمت شمال شرق مقداری تغییر مکان خواهند داد (سیلمون و کروواسی ۲۰۱۱).

آشکارسازی و ردیابی رخداد سامانه های بندالی با استفاده از داده های ERA-40 برای منطقه اروپا، ارتباط بین رخدادهای

داشته باشد. این پدیده دارای دو ویژگی عمده می باشد؛ یکی بزرگ مقیاس بودن و در نتیجه وسیع بودن منطقه تحت تاثیر، و دیگری فراوانی رخداد کم آن، به طوری که در برخی سال ها ممکن است در برخی مناطق تعداد رخدادهای ۵ روزه و بیشتر حتی به صفر برسد. هرچند که در تمام سال ها رخدادهای ۳ تا ۴ روزه در مناطقی نظیر منطقه مورد مطالعه ما (ایران) حتما وجود دارد، شناسایی این رخدادهای هم اهمیت دارد؛ زیرا وجود شرایط رخداد سامانه بندالی حتی چند روز، برای وخیم کردن شرایط جوی و آلودگی هوا در شهر های بزرگ و صنعتی نظیر پایتخت ایران کافی می باشد.

در کشورمان مطالعات زیادی در مورد بررسی الگوهای همدیدی دماهای سرد انجام شده است: تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر ۱۳۸۲ (لشگری، ۱۳۸۷)، تحلیل سینوپتیکی موج سرمای ۸-۱۵ دیماه ۱۳۸۵ در ایران (لشگری و کیخسروی، ۱۳۸۷)، تحلیل همدید یخبندان های استان اردبیل (هژبرپور و علیجانی، ۱۳۸۶)، شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران (علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۶)، ارتباط دماهای فرین پایین فراگیر دوره سرد آذربایجان با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰)، تحلیل همدیدی امواج سرماییی در شمال شرق ایران (صادقی و همکاران، ۱۳۹۱)، واکاوی ناهنجاریهای فشار تراز دریا در روزهای همراه با رخداد سرماهای فرین ایران (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۱)، از جمله این مطالعات می باشد. در تمام این مطالعات ارتباط الگوی سامانه بندالی با دما های سرد مستقیما مورد توجه قرار نگرفته اما در مطالعه تحلیل همدیدی موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران، حاکمیت سامانه بندالی در زمان رخداد موج سرما در نظر گرفته شده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸). در مطالعه نقش سامانه بندالی در رخداد سرماهای فرین ایران ارتباط رخداد سامانه بندالی با دماهای حدی ژانویه ۱۹۶۴ و ژانویه ۲۰۰۸ مورد بررسی قرار گرفته است اما تا به حال یک مطالعه جامع و بلند مدت از نقش الگوهای بندالی بر دمای کشور انجام نشده است. در این پژوهش برخلاف سایر پژوهش ها با

سامانه بندالی و وقوع هسته های سرد و خشک در فصل زمستان را نشان داه است به طوری که کاهش چشمگیری در فراوانی رخدادها نمایان است. زمستانهایی که در آنها تعداد رخدادهای افزایش می یابد با ناهنجاری های دما و شرایط خشک در مرکز و شرق اروپا مرتبط است و این در حالی است که در همین زمان جنوب اروپا شرایط گرمتر و مرطوب تری را تجربه می کند. آمار مربوط به مقادیر حدی نشان می دهد که هسته های سرد و برخی از هسته های خشک با مقادیر حدی رخداد سامانه بندالی شدیداً مرتبط می باشند. افزایش تعداد روزهای هسته سرد با طول مدت رخداد سامانه های بندالی نشان دهنده این واقعیت است که هسته های سرد برای استقرارشان در طول رخداد پدیده بندالی به زمان نیاز دارند اما این رفتار در رابطه هسته های خشک با سامانه های بندالی وجود ندارد (بوهلر و همکاران ۲۰۱۱).

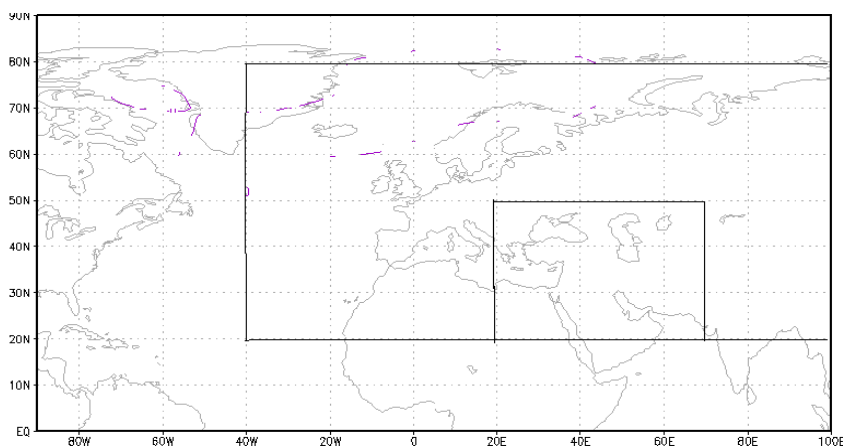
وقوع دماهای منفی و پایین در فصل سرد پدیده ای کاملا طبیعی است، اما ماهیت شبه ایستور بودن سامانه بندالی منجر به تداوم دماهای کمتر از نرمال در یک منطقه برای چند روز و حتی بیش از یک هفته است که منجر به اثرات زیادی بر روی انسان و فعالیت های او و منابع سوخت و انرژی می شود. بویژه در سامانه های بندالی که از شدت بیشتری برخوردارند و قوی می باشند و هوای سرد را از عرض های جغرافیایی بسیار بالا (بالا تر از ۶۰ درجه) به سمت عرض های پایین گسیل می دهند، منجر به خسارات و چالش های اقتصادی جبران ناپذیر می شود. سامانه بندالی از طریق ریزش هوای سرد از عرض های بالا، سبب کاهش دمای شدید در منطقه تحت نفوذ خود می شود که به علت ویژگی شبه ایستور بودن و حرکت بسیار کند شرق سوی سامانه بندالی سبب تداوم سرما شده و سرما های شدید و حدی را رقم می زند به طوری که سرمای شدید ژانویه ۱۹۶۴ ناشی از سامانه بندالی نوع امگا بوده و کشور در معرض ریزش هوای سرد از عرض های بسیار بالا بوده است.

سامانه بندالی یکی از پدیده های مهم عرض های میانی است که می تواند آثار متعددی بر روی اقلیم مناطق تحت تاثیر خود

مواد و روشها

داده های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی ۵۰۰ هکتوپاسکال با توجه به شاخص دویعدی آشکار کننده سامانه بندالی، به صورت روزانه برای فصل سرد سال برای یک دوره ۶۵ ساله از ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳ در یک شبکه $2/5 \times 2/5$ که برای مطالعه پدیده های بزرگ مقیاسی مانند سامانه بندالی مناسب است از سایت NCEP-NCAR برای محدوده 0° تا 90° عرض شمالی و 90° غربی تا 100° شرقی طول جغرافیایی استخراج گردید. سپس منطقه مورد مطالعه با توجه به شناخت محدوده و منشاء سامانه های بندالی موثر بر آب و هوای ایران به $40^\circ -$ غربی تا 100° شرقی طول جغرافیایی و 20° تا 80° شمالی عرض جغرافیایی محدود شد. به منظور آشکار سازی بهتر اثر سامانه بندالی بر روی دما نقشه های دمای متناظر با هر الگو در محدوده کوچکتری در طول جغرافیایی 20° تا 70° شرقی و عرض جغرافیایی 20° تا 50° شمالی در نظر گرفته شد (شکل ۱).

استفاده از روش مطالعه گردش به محیط و روش کمی به مطالعه نقش سامانه بندالی بر دمای ایران در فصل سرد پرداخته شده است تا با استفاده از دوره آماری طولانی در مقیاس اقلیم شناختی کلیه رخداد ها آشکار شوند و از طرفی آثار دو گانه رخداد سامانه بندالی که منجر به دمای کمتر از نرمال و بیش از نرمال می شود مشخص و تجزیه و تحلیل شود و الگوهای غالب آن به منظور پیش آگاهی های لازم و پیش بینی مورد استفاده قرار گیرند؛ زیرا شناسایی و تشخیص به موقع رخداد سامانه بندالی می تواند به صحت و دقت مدل های پیش بینی عددی کوتاه مدت کمک کند. در اروپا حداکثر شدت و فراوانی بلاکینگ در فصل زمستان و پاییز می باشد و بلاکینگ های با تداوم ۵ روزه و بیشتر نسبت به جاهای دیگر بیشتر است که این امر به کوهستانی بودن و توزیع دریا و خشکی بستگی دارد و علاوه بر آن توزیع پوشش برف یک نقش مهمی را در این مورد بازی می کند (شاکینا و ایوانا، ۲۰۱۰). ایران نیز با توجه به موقعیتش بیشترین فراوانی رخداد سامانه بندالی را در این دو فصل دارد بنابراین در این پژوهش نیز تنها رخداد های سامانه بندالی مربوط به فصل سرد موثر بر دما مورد مطالعه قرار گرفته شده است.



شکل ۱- محدوده مورد مطالعه

است. در این پژوهش برخلاف روش های قبلی که از روشهای آماری و تئوری مقادیر حدی برای شناسایی ارتباط سامانه بندالی و دما استفاده می شده، (روش استقرایی) و در

روش کار

به منظور آشکار سازی تمامی رخداد های سامانه بندالی موثر بر دما از روش مطالعه گردش به محیط استفاده شده

نتایج و بحث

سامانه بندالی با توجه به ماهیت شبه ایستور بودن و بزرگ مقیاس بودنش می‌تواند دمای سطح زمین را تحت تاثیر قرار داده و با توجه به فراوانی رخدادش دمای ماهانه و فصلی را نیز تحت تاثیر خود قرار دهد. به طور کلی رخداد سامانه بندالی اثر دوگانه ای بر روی دما دارد و می‌تواند منجر به دمای کمتر از نرمال و بیشتر از نرمال در منطقه تحت تاثیر خود شود. سامانه بندالی یک عارضه بزرگ مقیاس است که قسمتهای مختلف آن پدیده‌های هم‌دید متنوعی را به همراه دارد. این تنوع در الگوهای سامانه بندالی نوع امگا بیشتر است؛ مناطقی که تحت نفوذ قسمت جلو ریح واقع شده اند به دلیل ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا با دماهای کمتر از نرمال مواجه می‌شوند که با توجه به شدت رخداد سامانه بندالی و تداوم آن به ویژه در فصل سرد منجر به امواج سرما با شدت‌های مختلف می‌شود. مناطق تحت تاثیر محور ریح از دمای بیش از نرمال برخوردارند؛ که این امر در فصل سرد برای مناطق قاره‌ای عرض‌های بالا از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و باعث تعدیل دما برای مدت چند روز و حتی بیش از یک هفته در آن مناطق می‌شود. ۳ الگوی سامانه بندالی موثر بر دما شامل الگوی امگا جلوی محور ریح، الگوی امگا زیر محور ریح و الگوی دوقطبی می‌باشد:

الگوی امگا جلوی محور ریح همراه با دمای

کمتر از نرمال

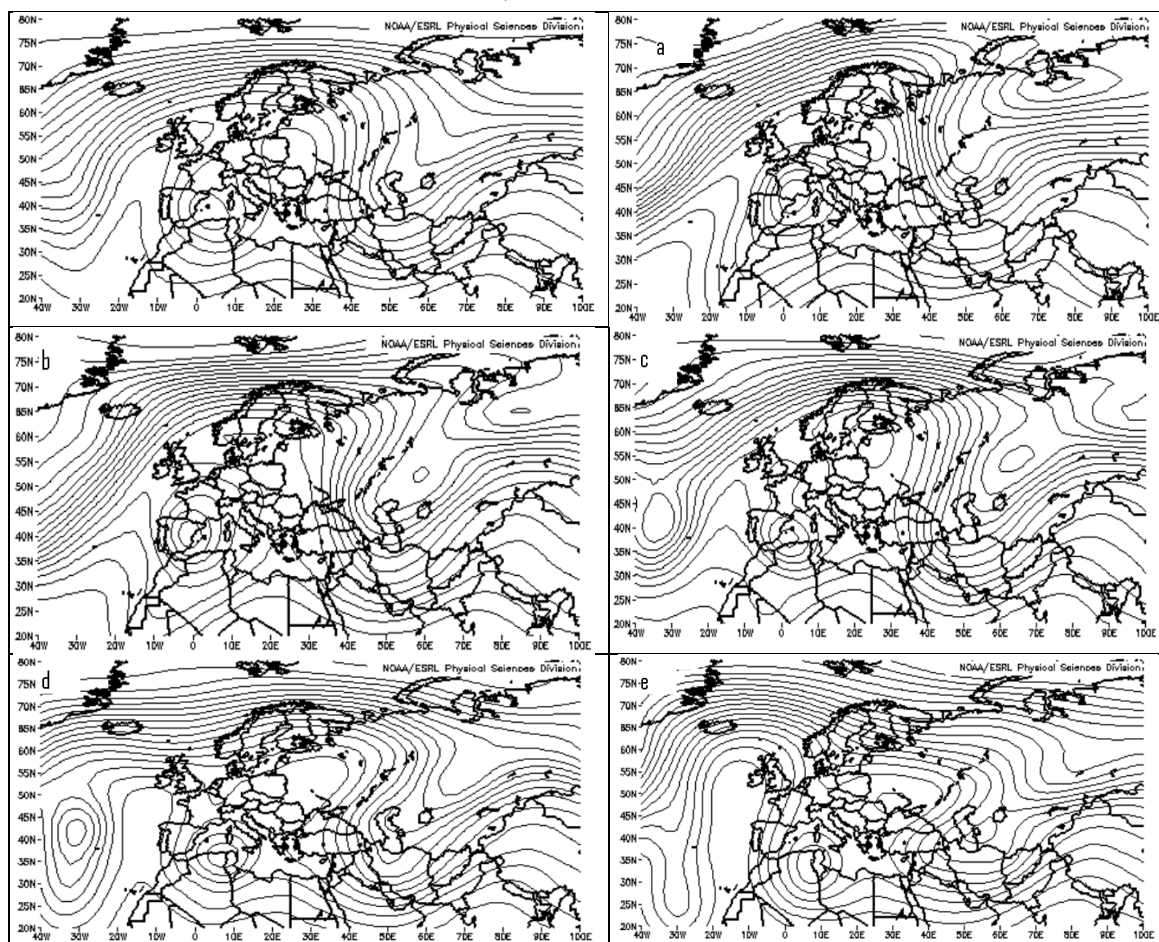
در بین الگوهای سامانه بندالی، الگوی امگا از فراوانی بیشتری نسبت به سایر الگوها برخوردار است. از آن جایی که کشور ایران در شرق منطقه بیشینه رخداد سامانه بندالی یعنی، منطقه اطلس - اروپا واقع شده است، نیمه غربی آن به کرات تحت تاثیر قسمت جلو ریح سامانه بندالی امگا واقع می‌شود که منجر به ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا به نیمه غربی و رخداد دماهای حدی کمتر از نرمال در مقیاس ماه، فصل، سال و حتی گاهی مواقع طی دوره آماری بلندمدت می‌شود

نتیجه تمام رخدادها در آن آشکار نمی‌شده است، از روش کمی وگردش به محیط (روش قیاسی) برای آشکارسازی حداکثر رخدادها استفاده شده است زیرا به این روش می‌توان در مطالعات دیگر ارتباط این پدیده بزرگ مقیاس را با سایر پدیده‌ها از جمله بارش مورد مطالعه قرار داد. هرچند که وقوع این پدیده حتی برای چند روز به ویژه در نواحی صنعتی و شهرهای پرجمعیت می‌تواند منجر به پدیده آلودگی هوا شود، اما در این پژوهش چون هدف آشکارسازی رخداد سامانه‌های بندالی ۵ روزه و بیشتر موثر بر دما بود از شاخص آشکارکننده دویعدی رخداد سامانه بندالی و معیار تداوم حداقل ۵ روز استفاده گردید (باریوپدرو و همکاران ۲۰۰۶). از بین شاخص‌های کمی آشکار سازی رخداد سامانه بندالی که برخی برای مطالعه ویژگی‌های دینامیکی و برخی برای مطالعه ویژگی‌های اقلیم‌شناختی به کار می‌روند، بر اساس شاخص دویعدی که آخرین و کامل‌ترین شاخص آشکار کننده رخداد است، شرایط وقوع سامانه بندالی در محیط نرم افزار MAT LAB برنامه نویسی شد. سپس موقعیت و منشاء سیستم‌های سامانه بندالی موثر بر آب و هوای ایران مشخص شد. در مرحله بعد به منظور مطالعه رخدادهای موثر بر ایران منطقه مورد مطالعه به $40^{\circ}W-100^{\circ}E$ و $20^{\circ}-80^{\circ}N$ محدود شد سپس الگوهای فشار مربوط به سیستم‌های سامانه بندالی موثر بر آب و هوای ایران با استفاده روش تحلیل عاملی و خوشه بندی چندهسته‌ای K -means، در محیط نرم افزار SPSS تعیین شدند. نتایج نشان داد که ۷ الگوی بدست آمده ۸۰ درصد از واریانس داده‌ها را تبیین کردند.

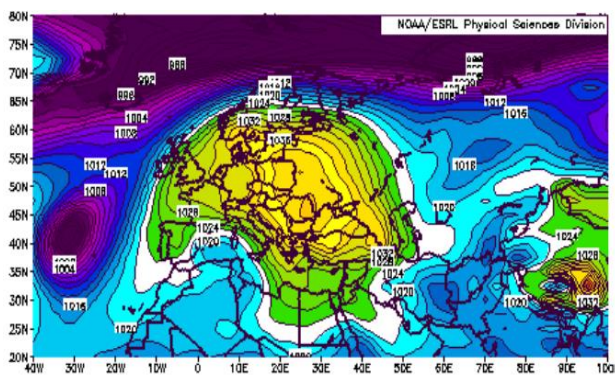
از ۷ الگوی بدست آمده سه الگو بر دمای ایران مهم و موثر بودند. شرایط هم‌دید هر کدام از الگوها در سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال تجزیه و تحلیل شد. شرایط دما در سطح زمین نیز برای تمام الگوها بررسی شد. و برای هر کدام از الگوها یک رخداد به صورت روزانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شده است. به این ترتیب الگوی سینوپتیکی رخداد سامانه‌های بندالی موثر بر دمای ایران به منظور افزایش صحت و دقت پیش‌بینی‌های دمایی شناسایی شد.

۱۰۲۲ به شمال غرب کشور نفوذ کرده و زبانه های ۱۰۲۰ تا عرض های پایین کشور کشیده شده است (شکل ۳). همانطور که در شکل ۴ نشان داده شده است در غرب و بویژه در شمال غرب کشور دماهای منفی وجود دارد و تمام نیمه غربی کشور همزمان با ریزش هوای سرد از عرض های بالا و واقع شدن در جلو محور ریح و استقرار زبانه های پرفشار با کاهش دمای قابل توجهی همراه است به طوری که در بسیاری از ایستگاه های سینوپتیک غرب و شمال غرب کشور دما به کمتر از -20 درجه سانتیگراد رسیده و این کاهش دما با نوسان کمی برای ۶ روز تداوم داشته اما می توان گفت که شروع کاهش دما تقریباً با تاخیر یک روزه ای نسبت به استقرار الگوی فشار مرتبط با سامانه بندالی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، همراه بوده است.

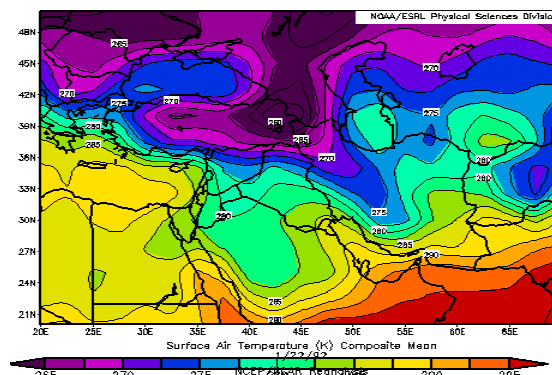
(دی ماه ۱۳۶۴). سامانه های بندالی که جلو محور ریح آنها ایران به ویژه نیمه غربی را تحت تاثیر قرار می دهند، معمولاً مرکزشان در منطقه اسکاندیناوی است. در شکل ۲، تغییرات بسیار کند و شبه ایستا سامانه بندالی به صورت روزانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شده است. در رخداد سامانه بندالی امگا ۶ روزه ای که از ۱۹۹۲/۱/۲۲ بر روی اروپا رخ داده هوای سرد از عرض های بالا به نیمه غربی ایران ریزش کرده به طوری که حتی ریزش هوای سرد به قسمت شمال غرب کشور از عرض های تقریباً 60 درجه شمالی می باشد. همزمان با استقرار این الگو در سطح زمین زبانه هایی از یک پرفشار قوی با مرکزیت 1052 در شمال اروپا، نیمه غربی کشور را در بر گرفته به طوری که زبانه های



شکل ۲- نقشه ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در سامانه بندالی امگا جلو محور ریح مورخ ۱۹۹۲/۱/۲۲ تا ۱۹۹۲/۱/۲۷



شکل ۴- نقشه میانگین ۶ روزه فشار سطح زمین ۱۹۹۲/۱/۲۲ تا ۱۹۹۲/۱/۲۷



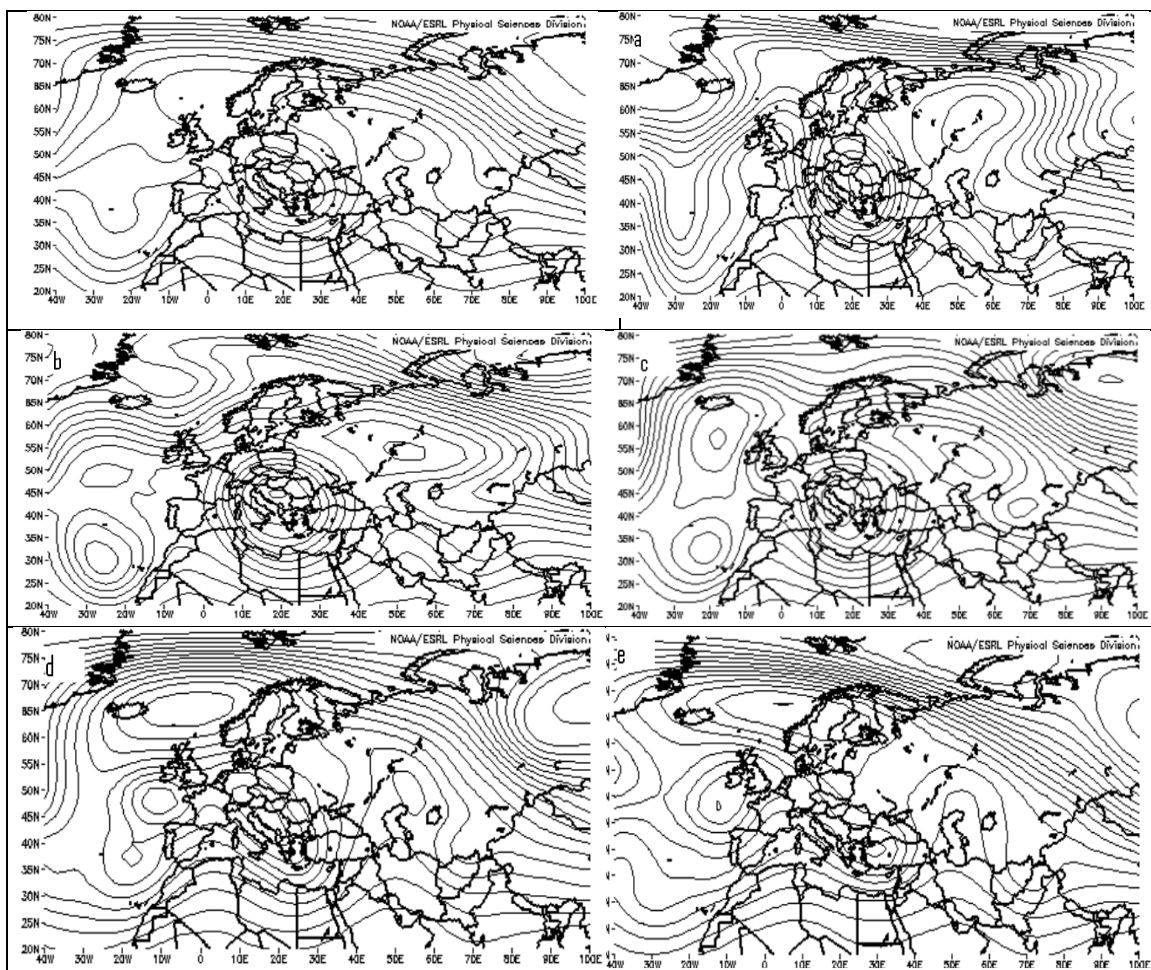
شکل ۳- نقشه میانگین ۶ روزه دمای سطح زمین ۱۹۹۲/۱/۲۲ تا ۱۹۹۲/۱/۲۷

است. این الگو منجر به پایداری هوا در کل کشور برای ۶ روز متوالی شده است. در این مدت استقرار محور ریح باعث افزایش دمای هوای روزانه نسبت به سایر روزهای قبل و بعد از حاکمیت خود در نیمه غربی و مرکزی کشور شده است. و در این موقع از سال که سردترین ماه سال می باشد دمای اکثر ایستگاه‌ها سینوپتیک مثبت بوده و روند افزایش داشته اند به طوری که خط همدمای ۲۸.۵ درجه کلونین (۱۲ درجه سانتیگراد) تا عرض‌های شمال کشور نفوذ کرده است (شکل ۷). این افزایش و تداوم دما در دی ماه که سردترین ماه زمستان اکثر نقاط کشور است تنها می تواند ناشی از تداوم استقرار سامانه بندالی از نوع امگا زیر محور ریح باشد؛ در صورتی که نقشه‌های مربوط به روزهای قبل و بعد از حاکمیت این سامانه دماهای سرد و منفی را نشان می دهد.

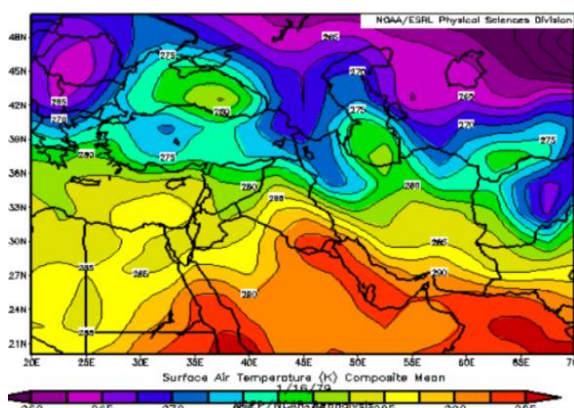
الگوی امگا زیر محور ریح همراه با دمای بیش از نرمال

سامانه بندالی امگا با یک پشته بسیار قوی در سطوح بالای جو همراه است. به علت پایداری هوا و عدم صعود با آسمانی صاف و بدون ابر همراه است و همین امر در سطح زمین شرایط را برای خروج امواج بلند تابشی بخصوص در طول شبهای زمستان فراهم می کند (تریگو و همکاران ۲۰۰۴). محور پشته در سطح زمین با یک زبانه کم فشار از عرض‌های پایین همراه می باشد.

در شکل ۵ نقشه هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تداوم استقرار یک رخداد الگوی امگا زیر محور ریح را از تاریخ ۱۹۷۹/۱/۱۵ تا ۱۹۷۹/۱/۲۰ به صورت روزانه نشان داده

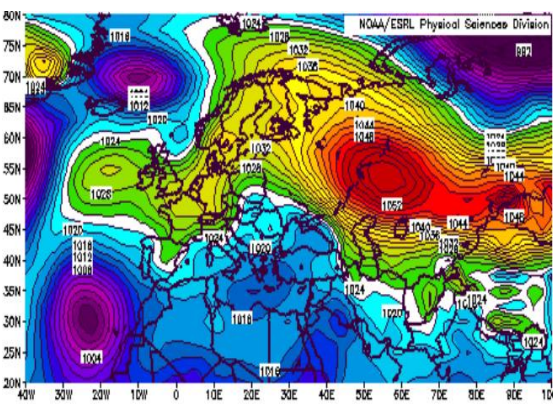


شکل ۵- نقشه الگوی روزانه سامانه بندالی امگا زیر محور رنج در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ۱۹۷۹/۱/۱۵ تا ۱۹۷۹/۱/۲۰



شکل ۷- نقشه میانگین ۶ روزه دمای سطح زمین ۱۹۷۹/۱/۱۵ تا

۱۹۷۹/۱/۲۰



شکل ۶- نقشه میانگین ۶ روزه فشار سطح زمین ۱۹۷۹/۱/۱۵ تا

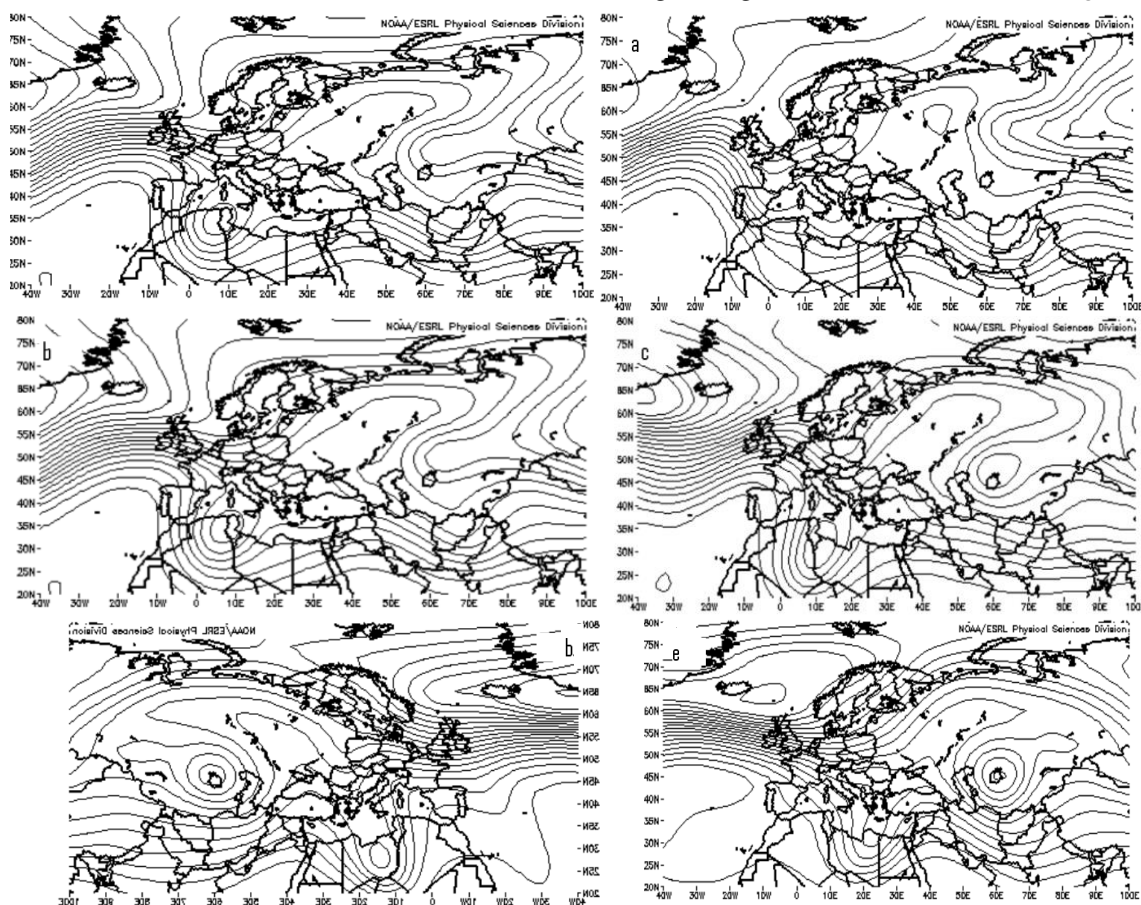
۱۹۷۹/۱/۲۰

الگوی دو قطبی

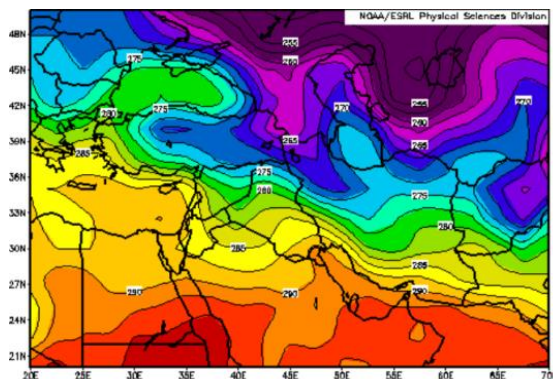
روزه از ۱۹۸۴/۲/۲ تا ۱۹۸۴/۲/۶ بر روی ایران نشان داده شده است.

در شکل ۹، میانگین ۶ روزه فشار سطح زمین را در زمان رخداد بنادال دو قطبی نشان می‌دهد. در طول این رخداد زبانه ای از پرفشار سیبری با مرکزیت ۱۰۵۰ نیمه غربی کشور را تحت تاثیر قرار داده است. میانگین فشار سطح زمین در شمال غرب ۱۰۳۲ در غرب ۱۰۲۴ و در عرض های پایین به ۱۰۲۰ میلیبار رسیده است که با ریزش هوای سرد به دلیل واقع شدن در جلو پر ارتفاع بالایی در الگوی دو قطبی هم خوانی دارد. در طول این مدت دما نیز نسبت به روز های قبل و بعد از استقرار این الگو افت قابل ملاحظه ای را نشان می‌دهد به طوری که در بیشتر مناطق تحت تاثیر دمای هوا به ۱۰- و کمتر رسیده است (شکل ۱۰).

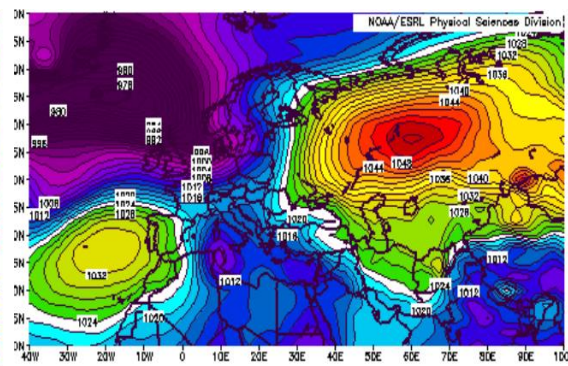
در زمان استقرای الگوی سامانه بندالی دو قطبی منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت قرارگیری نسبت به قسمتهای مختلف بنادال با شرایط همدیدی خاصی همراه است. در سامانه بندالی دو قطبی اگر منطقه مورد نظر در جلو تراف کم ارتفاع پایینی واقع شود با بارش مداوم و گاهی سنگین همراه است، اما اگر در جلو ریزج پر ارتفاع بالایی قرار گیرد به علت ریزش هوای بسیار سرد از عرض های بالا با دمای کمتر از نرمال و سرد مداوم همراه است. با وجودی که رخداد این الگو از فراوانی کمی نسبت به الگوی امگا برخوردار است اما می‌تواند به رخداد سرماهای فرین در منطقه تحت نفوذ خود منجر شود. موج سرمای ژانویه ۲۰۰۸ ایران ناشی از چنین سامانه بندالی بوده است. در شکل ۸ تداوم ریزش هوای سرد از عرض های بالا در یک رخداد سامانه بندالی دو قطبی ۶



شکل ۸- نقشه الگوی روزانه سامانه بندالی امگا دو قطبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال از ۱۹۸۴/۲/۷ تا ۱۹۸۴/۴/۲



شکل ۱۰- نقشه میانگین ۶ روزه دما سطح زمین از ۱۹۸۴/۴/۲ تا ۱۹۸۴/۲/۷



شکل ۹- نقشه میانگین ۶ روزه دما سطح زمین از ۱۹۸۴/۴/۲ تا ۱۹۸۴/۲/۷

نتیجه گیری

به دلیل بزرگ مقیاس بودن و ماهیت تداوم و شبه ایستور بودن رخداد سامانه های بندالی، تغییر در فراوانی و طول مدت آنها می تواند اثر عمده ای بر روی پارامترهای اقلیمی مانند دما در مقیاس وسیع داشته باشد و جوامع انسانی را با مشکل مواجه و بار مالی زیادی را بر دولت ها تحمیل کند.

شناسایی سامانه بندالی با استفاده از رویکرد محیط به گردش و استفاده از روش های آماری مانند تئوری مقادیر حدی منجر به عدم شناخت تمام رخدادها و قلمداد نمودن برخی موارد که سامانه بندالی محسوب نمی شوند و ممکن است شبیه به سامانه بندالی باشند، می شود. در نتیجه در این پژوهش با استفاده از روش های کمی مناسب مانند شاخص دو بعدی اقلیم شناختی اقدام به شناخت تمام رخدادها و تشخیص درست آنها از مواردی مانند ریح های باز شده است.

سامانه بندالی یک پدیده بزرگ مقیاس با الگوهای متنوع می باشد که هر کدام از الگوهای آن نیز شرایط همدیدی متفاوتی دارند. در فصل سرد سال الگوهای سامانه بندالی که بر روی دما موثرند شامل سه الگو می باشد؛ الگوی امگا جلو محور ریح که مناطق تحت تاثیر آن با دماهای سرد و کمتر از نرمال و یک سیستم پرفشار در سطح زمین همراه است. الگوی امگا زیر محور ریح که مناطق تحت تاثیر آن با دمای بیش از نرمال و کم فشار سطح زمین همراه است. در الگوی دو قطبی که

مناطق تحت تاثیر جلو ریح بر ارتفاع بالایی با دمای کمتر از نرمال و سرد به علت ریزش هوا از عرض های بالا همراه است.

در سامانه های بندالی موثر بر دما، رخداد بندالی و تغییرات دما از نظر زمانی با هم هماهنگی ندارند به طوری که بررسی ارتباط الگوهای فشار مرتبط با سامانه بندالی و دمای سطح زمین نشان داد که رخداد دماهای بیش از نرمال و یا کمتر از نرمال ناشی از رخداد سامانه بندالی با تاخیر زمانی یک روز یا کمتر در سطح زمین همراه است.

به طور کلی بررسی الگوهای سامانه بندالی موثر بر دما های کمتر از نرمال نشان داد که معمولاً در الگوی جلو محور ریح نوع امگا کاهش دما بیشتر از ریح جلو بر ارتفاع بالایی در الگوی دو قطبی است. مقایسه سرماهای فرین ژانویه ۱۹۶۴ ایران که ناشی از قرار گیری در جلو سامانه بندالی امگا می باشد، با سرمای شدید ژانویه ۲۰۰۸ که ناشی از قرار گیری در جلو بر ارتفاع بالایی سامانه بندالی دو قطبی بوده است، می تواند مویید این موضوع باشد. به علت ماهیت تداوم سامانه بندالی برای چند روز متوالی در الگوی امگا زیر محور ریح که با کم فشار سطح زمین همراه است، دمای مناطق عرض های بالای کشور مانند شمال غرب در فصل سرد تعدیل شده و باعث گرم شدن هوا نسبت به روز های قبل و بعد از استقرار این الگو می شود.

10. Croci-Maspoli, M., and H. Davies, 2009: Key dynamical features of the 2005/06 European winter. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 644–678.
11. David Barriopedro, Ricardo García-Herrera, Radan Huth, 2008, Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking, *Journal of Geophysical Research*. Volume 113, Issue D14, 27.
12. Doblas-Reyes, F. J., Casado, M. J., Pastor, M. A., 2002: Sensitivity of the Northern Hemisphere blocking frequency to the detection index, *Journal of Geophysical Research*, Volume 107.
13. Ghavidel Rahimi, U, 2011: Related to extreme temperatures cool down, inclusive of Azerbaijan circulating level of 500 hPa, *Research geographical space*, No. 35, pp. 184-155.
14. Ghavidel Rahimi, U, 2011: Determining the threshold for statistical and synoptic analysis of cold cloud temperatures Maragheh, *Geographical Sciences and Applied Research*, No. 22, pp. 45-62.
15. Lashgari, H., økland, H. 1983: Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data *Tellus A* Volume 35A, Issue 5, pages 350–362.
16. Hzhabrpoor, G., Alijani, B. 2007, Synoptic analysis of frost Ardebil, *Geography and Development*, No. 10, pp. 106-89.
17. Khoshakhlagh, F., Davoodi, M., Roosta., E., Hahgihgi, E., 2012: Synoptic analysis of North Severe colds, in North of Khorasan, *Climatology Research Bulletin* No. 9, pp. 2-12.
18. Kingse Mo, Michael Ghil, 1998, Cluster analysis of multiple planetary flow regimes, *Journal of Geophysical Research*, Volume 93, Issue D9, pages 10927–10952.
19. Lejenäs, Harald, 1989, The Severe Winter in Europe 1941-42 the large scale circulation cut off lows and blocking, *Bulletin American Meteorological Society*.
20. Lashgari, H, 2008: Synoptic analysis of cold wave sweeping in Iran in 2003, natural geographical research, No. 66, pp. 1-18.
21. Lashgari, H., Keikhosravi, G, 2010: Synoptic Analysis 15-8 cold wave in January 2006, *Journal of Humanities* No. 65, pp. 151-178.
22. Lejenäs, Harald, 1989: The Severe Winter in Europe 1941–42: The Large-scale Circulation, به دلیل ماهیت تداوم و شبه ایستور بودن سامانه بندالی ویژگی های ناشی از آن برای چند روز و گاهی چند هفته در یک منطقه تغییر محسوسی نخواهد داشت؛ در نتیجه شناخت الگوهای همدید متنوع آن و اثرات متفاوت ناشی از آنها بر روی زمین می تواند به صحت و دقت مدل‌های پیش بینی کوتاه مدت کمک کند و شرایط دمایی برای چند روز آینده با اطمینان بیشتری پیش بینی شود.

منابع

1. Anthony R. Lupo, Lance F. Bosart. 1991: An analysis of a relatively rare case of continental blocking, *Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 125, Issue 553, p.p 107–138.
2. Alijani, B., Hoshyarfrd, M. 2008: Identify Patterns Synoptic severe colds North West of Iran, *Geography Research*, No. 65. Pp. 1-16.
3. Athar, Mansour Almazroui, H., Nazrul Islam, M., Adnan Abid, M. Azhar hsan, M. 2013: Effect of mid-latitude blocking anticyclones on the weather of the Arabian Peninsula, *International Journal of Climatology*, Volume 33, Issue 3, pages 585–598.
4. Aziz, GH., Khalil, M. 2011: Role of blocking in the occurrence of extreme temperatures of Iran, *Geography Research*, No. 77, pp. 39-55.
5. Aziz, GH., Akbari, T., Davudi, M., Akbari, M. 2009: Synoptic analysis of a severe cold wave in January 2007, *Iran Geography Research*, No. 70, pp. 1-19.
6. Aziz, GH., Shamsipour, A.A., Miri, M. 2012: Synoptic analysis Fires relationship in July 2010, Russia and floods in Pakistan, *Geography and Development*, No. 29, pp. 131-144.
7. Bernd Schalge, Richard Blender, Klaus Fraedrich. 2011: Blocking Detection Based on Synoptic Filters. *Advances in Meteorology*, p.p, 1-11.
8. Chris Weijenborg, Hylke Vries, Reindert J. Haarsma, 2012: On the direction of Rossby wave breaking in blocking. *Climate Dynamics* 39:12, 2823-2831.
9. Cattiaux, J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, and F. Codron 2010, Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate, *Geophys. Res. Lett.*, 37, Cut-off Lows, and Blocking. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 271–281.

23. Luo, D., 2005: Why is the North Atlantic block more frequent and long-lived during the negative NAO phase? *Geophys. Res. Lett.*, 32.
24. Luo, D. and Wan, H. 2005: Decadal variability of wintertime North Atlantic and Pacific blockings: A possible cause, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23810.
25. Masoudian, S. A., Darand, M., 2012: Analysis of sea level pressure anomalies in the day along with the occurrence of extreme colds of Iran, *Geography and Environmental Planning*, No. 45, pp. 1-14.
26. Naohiko Hirasawa, Hisashi Nakamura, Takashi Yamanouchi, 2000, Abrupt changes in meteorological conditions observed at an inland Antarctic Station in association with wintertime blocking, *Geophysical Research*, Volume 27, Issue 13, pages 1911–1914.
27. Pfahl, S., Wernli, H. 2012: Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales, *Geophysical Research Letters*, Volume 39.
28. Ricardo García-Herrera, David Barriopedro. 2006: Northern Hemisphere snow cover and atmospheric blocking variability, *Journal of Geophysical Research*, Volume 111.
29. Rimbu, N., Lohmann, G., and Grosfeld, K. 2007: Blocking signature in ice core records from northern Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09704.
30. Rimbu, N., Lohmann, G., and Grosfeld, K., 2007, Northern Hemisphere atmospheric blocking in ice core accumulation records from northern Greenland, *Geophys. Geophysical Research Letters*. Volume 34, Issue 9, May 2007.
31. Rimbu, N. and Lohmann, G. 2011: Winter and summer blocking variability in the North Atlantic region – evidence from long-term observational and proxy data from southwestern Greenland. *Clim. Past*, 7, 543–555.
32. Sadeghi, S., Hossein Zadeh, S. R., Doostan, R., Ahangarzadeh, Z., 2012: Synoptic analysis of cold wave in the North East of Iran, *geography and environmental hazards*, No. 3, pp. 107-123.
33. Shakina, N. P. and Ivanova, A. R. 2010: The Blocking Anticyclones: the State of Studies and Forecasting, *Russian Meteorology and Hydrology*, Vol. 35, No. 11, pp. 721–730
34. Simon C. Scherrer, Mischa Croci-Maspoli, Cornelia Schwierz, Christof Appenzeller, 2006, Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region, *International Journal of Climatology*, Volume 26, Issue 2, pages 233–249.
35. Sillmann, J. and Croci-Maspoli, M. 2009: Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate, *Geophys. Res. Lett.*, 36.
36. Tibaldi, S., Buzzi, A. 1983: Effects of orography on Mediterranean lee cyclogenesis and its relationship to European blocking, *Tellus A*, Volume 35A, pages 269–286.
37. Shabbar, A., Huang, J., and Higuchi, K. 2001: The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic, *Int. J. Climatol.*, 21, 355–369.
38. Swanson, K. L. 2000: Blocking as a local instability to zonally varying flows, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 127, Issue 574, pages 1341–1355.
39. Tania Buehler, Christoph C. Rarble, Thomas F. Stocker, 2011, The relationship of winter season North Atlantic blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40, *Tellus A* Volume 63, Issue 2, pages 212–222.
40. Trigo, R., I. Trigo, C. D. Camara, and T. J. Osborn, 2004: Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Re-analysis. *Climate Dyn.*, 23, 17–28.
41. Tyrlis, E., B. J. Hoskins, 2008: Aspects of a Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Climatology. *J. Atmos. Sci.*, 65, 1638–1652.
42. Wang, C., H. Liu, and S. Lee, 2010: The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmos. Sci. Lett.*, 11, 161–168.