

واکاوی پیوند میان نوسان شمالگان و رخداد بارش در ایران

زهرا ججتی - دانشجوی دکتری گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان
سید ابوالفضل مسعودیان* - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۸/۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۴/۱۰

چکیده

در این پژوهش برای واکاوی نقش نوسان شمالگان در فراوانی روزهای همراه با رخداد بارش در ایران از داده‌های روزانه بارش GPCP، داده‌های روزانه نوسان شمالگان از مرکز پیش‌بینی محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی طی بازه زمانی ۷۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی طی بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ استفاده شد. نخست، برای بررسی نقش نوسان شمالگان بر روی فراوانی رخداد بارش، از آماره‌های دو و سپس از آزمون همبستگی تأخیری برای یافتن بیشترین همبستگی میان این دو پارامتر استفاده شد. با استفاده از تأخیر زمانی، فراوانی روزهای همراه بارش از آبان تا اردیبهشت هنگام برقراری نمایه مثبت و منفی نوسان شمالگان بررسی شد. نتایج نشان داد که احتمال رخداد بارش هنگام نمایه مثبت شمالگان بیشترین است. نقشه‌های میانگین ارتفاع تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان نشان می‌دهد که شیو شدید فشار در شرق اقیانوس اطلس حاصل کاهش شدید فشار کم‌فشار قطبی و افزایش گستره نصف‌النهاری پُرفشار جنب‌حاره در حوالی نصف‌النهار گرینویچ به طرف عرض‌های بالاتر سبب می‌شود تا ناوه کم‌عمقی بر روی شرق دریای مدیترانه به‌وجود آید که همراه جریان‌های شمال‌سو شرایط پویایی برای ایجاد سامانه کم‌فشار شرق دریای مدیترانه به‌وجود می‌آورد.

کلیدواژه‌ها: ایران، رخداد بارش، فراوانی، نوسان شمالگان، همبستگی تأخیری.

مقدمه

وردایی هم‌زمان آب و هوا در نقاط مختلف کره زمین همواره مورد توجه آب و هواشناسان بوده است. این وردایی‌ها، که «پیوند از دور» نامیده می‌شود، یک مفهوم بنیادی در جست‌وجوهای علمی است که به درک بهتر پیوند بالقوه میان ناهنجاری‌های آب و هوایی، که در فواصل نسبتاً زیاد رخ می‌دهد، کمک می‌کند (گلانتز و همکاران، ۱۹۹۱: ۹). به عبارت دیگر، الگوی پیوند از دور همبستگی هم‌زمان میان ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی یک تراز فشار مشخص در نقاط جغرافیایی دور از هم را نشان می‌دهد. این الگوها، به دلیل اینکه شواهدی درباره رفتار گذرای امواج جوی فراهم می‌آورند، مورد توجه زیاد قرار می‌گیرند (والاس و گوتزتر، ۱۹۸۱: ۷۸۴).

یکی از این الگوهای پیوند از دور الگوی نوسان شمالگان است. این الگو در ابتدا به شکل تقارن مداری و حرکت الاکلنگی توده‌های جوی میان حوضه شمالگان و عرض‌های میانه شناخته شد (لورنز، ۱۹۵۱: ۵۲؛ کاتزیچ، ۱۹۷۰: ۷۱۲). در سال ۱۹۹۸، تامسون و والاس (۱۹۹۸: ۱۲۹۷) با به‌کارگیری روش تابع متعامد تجربی تعریف جامع‌تری از این الگو ارائه دادند و این الگو را تحت عنوان مؤلفه اصلی پیشرو میدان ناهنجاری‌های ماهانه فشار تراز دریا از مدار ۲۰ درجه شمالی به سمت قطب تعریف کردند و آن را از الگوی نوسان اطلس شمالی جدا نمودند. الگوی نوسان شمالگان با دو

نمایه مثبت و منفی شناخته می‌شود. هنگام برقراری نمایه مثبت (منفی) نوسان شمالگان در فصل زمستان، فشار تراز دریا در عرض‌های بالا و کل منطقه شمالگان کاهش می‌یابد (افزایش می‌یابد) و هم‌زمان ناهنجاری مثبت (منفی) فشار تراز دریا در عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی دیده می‌شود (وئو و ونگ، ۲۰۰۲: ۳۱۷). آرایش خطوط فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل در هنگام برقراری نمایه مثبت و منفی شمالگان می‌تواند بر روی وردایی آب و هوایی کل نیم‌کره شمالی اثرگذار باشد. یکی از این عناصر آب و هوایی بارش است. بررسی‌های زیادی بر روی تأثیر نوسان شمالگان بر روی بارش نقاط مختلف نیم‌کره شمالی انجام گرفته است. بررسی هو و فنگ (۲۰۱۰: ۱۲) در تأثیر نوسان شمالگان بر بارش‌های تابستانه مرکز ایالات متحده آمریکا نشان داد که هنگام رخداد نمایه مثبت شمالگان تضعیف شار میانگین مداری در وردسپهر بالایی بر امریکای مرکزی و جابه‌جایی شمال سوی رودباد بادهای غربی و گردش‌های وابسته به آن به کاهش چرخندزایی و فعالیت‌های هم‌رفتی و در نتیجه کاهش بارش‌های تابستانه در امریکای مرکزی منجر می‌شود. در مطالعه دیگری، مک‌کاب-گلین و همکاران (۲۰۱۶: ۸۹۲۲) نشان دادند که ۹۰ درصد بارش‌های فرین در غرب ایالات متحده آمریکا در هنگام برقراری نمایه منفی نوسان شمالگان (با تضعیف کم‌فشار آلوشن و تقویت رودبادهای نصف‌النهاری) اتفاق می‌افتد.

یوکانویچ و همکاران (۲۰۰۸: ۵) در بررسی تأثیر الگوی نوسان شمالگان و الگوی اطلس شمالی بر روی رژیم بارش در سبیری نشان دادند که بیشترین ضریب همبستگی میان بارش و نوسان شمالگان وجود دارد که نشان‌دهنده این است که پدیده نوسان شمالگان تأثیر بیشتری بر رژیم بارش در سبیری دارد و پائولوویچ بردون (۲۰۱۲: ۴۴) با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی نشان داد که الگوی مکانی نوسان شمالگان و نوسان اطلس شمالی بر روی بارش ماه فوریه در سبیری تأثیر دارد. یه و همکاران (۲۰۱۶: ۱۴) نشان دادند که در شمال قاره اوراسیا همبستگی معنی‌داری میان شدت بارش‌ها در زمستان با نوسان شمالگان، شدت بارش‌ها در بهار با الگوی اسکاندیناوی، و شدت بارش‌ها در تابستان با الگوی شرق اطلس-غرب روسیه وجود دارد. در مطالعه دیگری، گونگ و همکاران (۲۰۱۴: ۱۹) نشان دادند که هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان، گسترش فعالیت نابهنجار امواج راسبی ایستا بر روی شمال دریای عرب و مناطق همجوار و تقویت رودباد خاورمیانه موجب تقویت پُرفشار عربستان می‌شود که بادهای شمالی نیرومندتر ناشی از این پُرفشار بعد از عبور از استوا در برخورد با جریان هوای جنوب‌سو، منطقه همگرایی حاره‌ای را در میانه اقیانوس هند حاره‌ای به وجود می‌آوردند. از طرفی، لایه دماشیب^۱ در این منطقه در اثر پدیده اکمن عمیق می‌شود. هر دوی این عوامل مرتبط با نوسان شمالگان سبب افزایش بارش در اقیانوس هند حاره‌ای (۱۰- درجه جنوبی و ۵۰-۸۰ درجه غربی) می‌شود.

در مطالعه دیگری، گونگ و وانگ (۲۰۰۳: ۲۱۲) تأثیرات نوسان شمالگان و پُرفشار سبیری را بر آب و هوای چین در دوره آماری ۱۹۹۹-۱۹۵۱ بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که در مقیاس زمانی دهه‌ای، نوسان شمالگان نقش درخور توجهی هم در دما و هم در بارش بازی می‌کند. اما در تحلیل همبستگی جزئی، همبستگی جزئی میان نوسان شمالگان و بارش در همه ضرایب بیشترین است. بررسی ون و همکاران (۲۰۰۹: ۱۱۱۱) نشان داد که رودباد خاورمیانه و نمایه نوسان شمالگان تأثیر نیرومندتری در بارش و دمای مرکز و جنوب چین دارد. آن‌ها همچنین نقش مهم تقویت رودباد خاورمیانه و جابه‌جایی جنوب‌شرق سوی آن و نمایه مثبت نوسان شمالگان را در بروز طوفان‌های برفی طولانی‌مدت در چین در سال ۲۰۰۸ نشان دادند. چن و همکاران (۲۰۱۷: ۲۱۹) نشان دادند که پیوند منفی تأخیری میان نمایه نوسان شمالگان در فصل زمستان و زمان شروع فصل بارش در استان یان چین وجود دارد. یانگ (۲۰۱۱: ۳۹۸) نشان داد که پیوند خوبی میان نمایه نوسان شمالگان در دسامبر و بارش‌ها در ژانویه در جنوب چین وجود دارد. هنگام رخداد نمایه مثبت شمالگان در ماه دسامبر، لبه جنوبی رودباد جنب‌حاره از

فلات ایران تا فلات تبت تقویت و موجب عمیق شدن ناوه بر روی خلیج بنگال می‌شود که هوای گرم و مرطوب را به جنوب چین منتقل می‌کند. از طرف دیگر، تقویت پُرفشار سیبری در ژانویه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و گسترش جنوب‌شرق‌سوی آن موجب انتقال هوای سرد بر روی جنوب چین می‌شود که همراهی آن با ناوه خلیج بنگال بارش باران را در جنوب چین به همراه دارد. مائو و همکاران (۲۰۱۱: ۱۸۷)، در بررسی پیوند میان نوسان شمالگان و بارش‌های فرین فصل زمستان در نیمه جنوبی چین، نشان دادند که میان نوسان شمالگان و بارش‌های فرین دو ماه ژانویه و فوریه همبستگی مثبت معناداری وجود دارد. آن‌ها همچنین نشان دادند که تقویت رودباد خاورمیانه در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان و عمیق شدن ناوه بر روی خلیج بنگال زمینه لازم برای بارش‌های فرین بر نیمه جنوبی چین را فراهم می‌کند. بررسی حیواتی و روسفلد (۲۰۱۳: ۱۱۴) بر روی بارش‌های شرق دریای مدیترانه در پیوند با نوسان شمالگان نشان داد که هم‌زمان با افزایش نمایه نوسان شمالگان مقدار بارش‌های زمستانه در شبه‌جزیره ایبری، ایتالیا، یونان، ترکیه، قبرس به‌علاوه لبنان، سوریه، و همچنین بخش‌های شمال شرق دریای مدیترانه کاهش می‌یابد؛ اما در سواحل جنوبی نیمه شرقی دریای مدیترانه افزایش می‌یابد.

کشور ایران در کمربند خشک و نیمه‌خشک جهان قرار گرفته است که بیشترین بارش در فصل سرد سال با عقب‌نشینی پُرفشار جنب‌حاره رخ می‌دهد. سامانه‌هایی که در خارج از کشور شکل می‌گیرند و بر روی ایران گسترش می‌یابند رژیم بارشی کشور را کنترل می‌کنند. در مطالعه‌ای، حجازی‌زاده و فتاحی (۱۳۸۶: ۹۹)، در تحلیل همدید بارش‌های زمستانه ایران، هشت الگوی گردشی اصلی را با عناوین کم‌فشار مدیترانه، کم‌فشار اروپای شمالی، پُرفشار مرکزی، پُرفشار اروپای شرقی، پُرفشار اروپای شمالی، پُرفشار سیبری، پُرفشار شرقی، تلفیق پُرفشار سیبری و اروپایی در فصل زمستان برای ایران شناسایی کردند. آن‌ها نشان دادند که الگوی کم‌فشار مدیترانه و ناوه دریای مدیترانه شرایط مساعدی برای رخداد بارش بر روی ایران فراهم می‌کند. نوسان شمالگان به عنوان الگویی که تغییرات فشار و ارتفاع از وردسپهر پایینی تا پوش‌سپهر پایینی و شمال مدار ۲۰ درجه شمالی را در فصل سرد سال توجیه می‌کند، می‌تواند در تقویت و تضعیف سامانه‌های باران‌زا تأثیر داشته باشد. در ایران، بررسی‌های زیادی بر روی پیوند میان بارش و سایر الگوهای پیوند از دور به‌خصوص نمایه اطلس شمالی (NAO) دیده می‌شود؛ اما بررسی‌های انجام‌گرفته بر روی پیوند میان نوسان شمالگان و بارش محدود است. از جمله بررسی‌های انجام‌گرفته نشان می‌دهد که میان بارش‌های پاییزه و زمستانه و نمایه نوسان شمالگان همبستگی منفی وجود دارد. بدین صورت که هر چه مقادیر این نمایه بیشتر باشد میزان بارش‌های فصل پاییز و به‌ویژه زمستان در ایران کمتر می‌شود (باراحمدی و عزیز، ۱۳۸۶: ۱۷۰؛ خسروی، ۱۳۸۳: ۱۷۷). خسروی (۱۳۸۳: ۱۸۱) همچنین نشان داد که میان نمایه نوسان شمالگان با قطب‌های بارشی تابستانه استان سیستان و بلوچستان همبستگی معنی‌داری وجود دارد که نشان‌دهنده اهمیت این نمایه در بارش‌های تابستانه استان سیستان و بلوچستان است. در مطالعه دیگری، احمدی (۱۳۹۲: ۵) اثر الگوهای پیوند از دور را در نوسان‌های بارش ایران بررسی کرد و با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی به این نتیجه رسید که در رتبه نخست الگوی پیوند از دور انسو (ENSO) و بعد دمای اقیانوس اطلس و در رتبه سوم نوسان شمالگان سه مؤلفه اصلی‌اند که می‌توانند نوسان‌های بارش را در ایران تبیین کنند. اما مطالعه امیدوار و جعفری (۱۳۹۳: ۶۵) درباره تأثیر اثر نوسان قطبی بر بارش و دمای فصل زمستان در ایران مرکزی در دوره آماری ۱۹۶۵-۲۰۱۰ نشان داد که میان بارش و نمایه نوسان قطبی هیچ رابطه‌ای وجود ندارد.

در این مطالعه سعی بر این است که نقش نمایه‌های نوسان شمالگان در فراوانی رخداد‌های بارش کشور ایران بررسی شود و سپس شرایط هم‌دیدگی که بتواند پیوند میان نوسان شمالگان و تقویت سامانه‌های باران‌زا و رخداد بارش را تشریح نماید شناسایی شود.

مواد و روش‌ها

برای اجرای این پژوهش از سه پایگاه داده استفاده شد. داده‌های بارش از پایگاه داده^۱ GPCC تهیه شد. نشان داده شده است که این پایگاه داده می‌تواند برآورد خوبی از مقدار بارش داشته باشد که با مقدار بارش ثبت‌شده ایستگاه‌های همدیدی در سطح ایران هماهنگی خوبی از نظر زمانی و مکانی نشان می‌دهد (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۳: ۸۴؛ میری و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۹؛ رضیعی، ۲۰۱۱: ۱۰۷۵). این داده‌ها به صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۱×۱ درجه قوسی طی بازه زمانی ۱۳۶۷/۱/۱ تا ۱۳۹۱/۱۲/۲۹ تهیه شد و آرایه‌ای به ابعاد ۹۱۲۵×۱۵۴ تشکیل داد که سطرها نماینده تعداد روزها و ستون‌ها نماینده تعداد یاخته‌ها در محدوده ایران است. داده‌های نمایه نوسان شمالگان از پایگاه جوی مرکز پیش‌بینی اقلیمی نوا به صورت روزانه در همین بازه زمانی تهیه شد. داده‌های ارتفاع تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده (NCEP/DOE)^۲ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی آمریکا به صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۲٫۵×۲٫۵ درجه قوسی در محدوده نیم‌کره شمالی (۰ تا ۹۰ درجه شمالی و ۰ تا ۳۶۰ درجه) برداشت شد. داده‌های ارتفاعی آرایه‌ای با ابعاد ۹۱۲۵×۵۳۲۸ تشکیل داده که سطرها نماینده روزها و ستون‌ها نماینده تعداد یاخته‌هایی است که در محدوده نیم‌کره شمالی قرار دارد.

پس از اخذ داده‌ها و تشکیل پایگاه داده‌ها، نخست داده‌های بارش و نوسان شمالگان با استفاده از روش جمع شناور بازسازی و به آرایه‌های جدیدی تبدیل شد. هدف از استفاده از این روش آماده‌سازی داده‌ها برای آزمون‌های آماری است که با به حداقل رساندن مقادیر صفر از داده‌های بارش با کمترین خطا در آزمون مواجه شویم. در این مطالعه از جمع شناور یازده‌روزه استفاده شد؛ به طوری که مقادیر قرارگرفته در هر روز جمع بارش ۵ روز قبل و جمع بارش ۵ روز بعد خود هستند. برای اینکه داده‌های بارش و داده‌های نوسان شمالگان مقایسه‌پذیر شوند، داده‌های نوسان شمالگان به این روش بازسازی شد. از این رو، آرایه‌های جدید بارش با ابعاد ۹۱۱۵×۱۵۴ و نوسان شمالگان با ابعاد ۹۱۱۵×۱ تشکیل شد.

پس از بازسازی داده‌ها، داده‌های بارش با استفاده از رابطه ۱ استانداردسازی شد:

$$Z = \frac{M_i - \bar{M}}{STD} \quad (1)$$

Z داده‌های بارش استاندارد شده، M_i داده بارش یازده‌روزه، \bar{M} میانگین بلندمدت بارش در همان روز، و STD انحراف معیار بارش همان روز است. هدف از استانداردسازی مقایسه‌پذیر شدن داده‌های بارش در همه کشور با داده‌های نمایه نوسان شمالگان است.

پس از آماده‌سازی داده‌ها، برای واکاوی تأثیر نوسان شمالگان بر روی رخداد بارش، از آماره^۲ χ^2 استفاده شد. این آماره به صورت رابطه ۲ تعریف می‌شود:

$$\chi^2 = \sum \frac{n_{ij} - E_{ij}}{E_{ij}} \quad (2)$$

در این رابطه، χ^2 آماره دو و n_{ij} فراوانی مشاهده‌شده در سطر i ام و ستون j ام، و E_{ij} فراوانی مورد انتظار در سطر i ام و ستون j ام است که بیانگر فراوانی است که به شرط استقلال دو طبقه مورد انتظار است. فراوانی مورد انتظار بر اساس مجموع ردیف (R_i)، جمع ستون (C_j)، و جمع همه داده‌ها (n) به صورت رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

$$E_{ij} = \frac{R_i \times C_j}{n} \quad (3)$$

1. Global Precipitation Climatology Centre

2. National Center Environmental/ Department of Energy

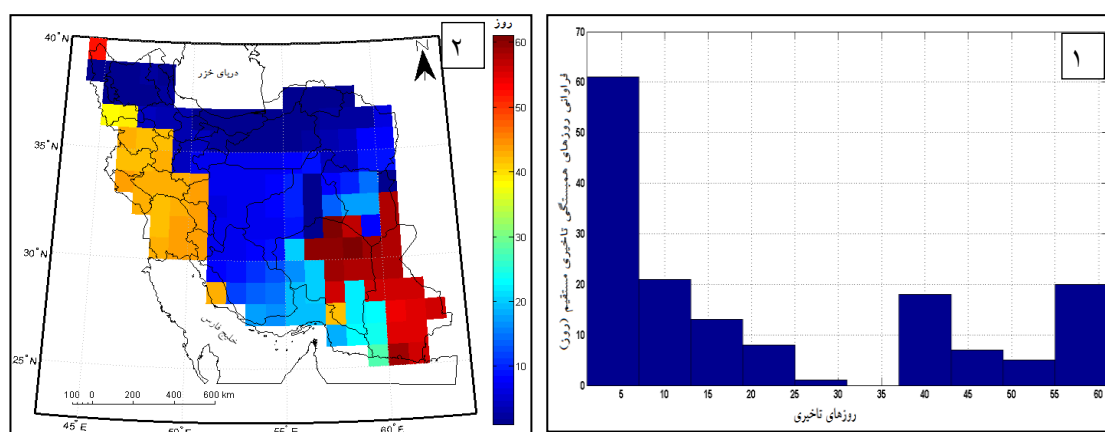
χ^2 محاسبه شده براساس تعداد ستون و ردیف تقریباً از توزیع χ^2 با $df=(c-1)(r-1)$ درجه آزادی برخوردار است. اگر مقدار آماره آزمون (محاسبه شده) بزرگتر از مقدار χ^2 جدول باشد، در سطح خطای مورد نظر (α) شواهد کافی برای پذیرش (دو متغیر مستقل هستند) وجود نخواهد داشت (عساکره، ۱۳۹۰: ۴۴۹).

پس از یافتن پیوند معنی دار میان نوسان شمالگان و رخداد بارش، با استفاده از آزمون همبستگی تأخیری، بیشترین مقدار همبستگی میان این دو شناسایی شد و، بر اساس این همبستگی، فراوانی رخدادهای بارش در دو نمایه مثبت و منفی نوسان شمالگان بررسی شد. نقشه‌های میانگین بلندمدت ارتفاع تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان و نمایه منفی شمالگان جداگانه در نرم‌افزار متلب^۱ ترسیم و بررسی شد.

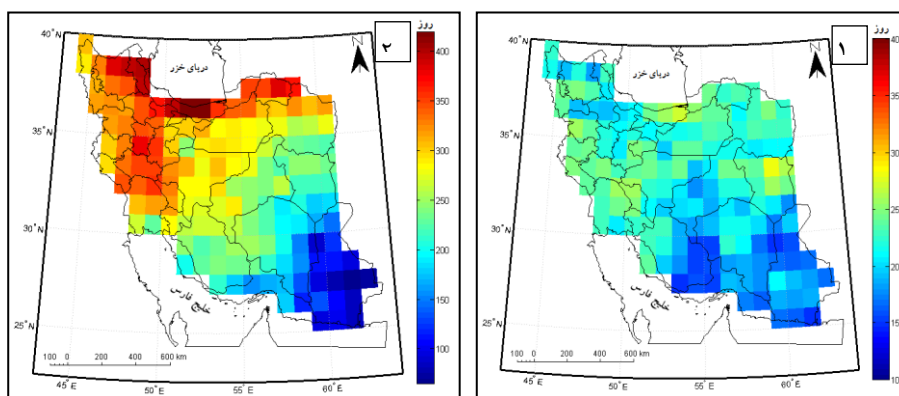
یافته‌های پژوهش

واکاوی نقش نوسان شمالگان در بارش‌های فصل پاییز

تأثیر نوسان شمالگان بر بارش‌های سه‌ماهه فصل پاییز با استفاده از آماره χ^2 دو در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ بررسی شد. این آماره و آزمون معناداری آن در سطح ۹۵ درصد نشان داد که این تأثیر می‌تواند در دو ماه آبان و آذر معنی دار باشد. از این رو، داده‌های بارش و داده‌های نوسان شمالگان دو ماه آبان و آذر در واکاوی‌ها به کار گرفته شد. برای یافتن بیشترین همبستگی میان نوسان شمالگان و بارش‌ها از آزمون همبستگی تأخیری استفاده شد. بافت‌نگاشت^۲ نگاره ۱ نشان می‌دهد که بیشترین همبستگی مستقیم میان نوسان شمالگان و بارش‌ها بدون تأخیر و هم‌زمان رخ می‌دهد. نقشه پراکنش مکانی (نگاره ۱-۲) نیز روزهای تأخیری را با بیشترین همبستگی مستقیم در بخش‌های مختلف ایران نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، در نیمه شمالی ایران همبستگی مستقیم و هم‌زمان است. پس از یافتن بیشترین میزان همبستگی مستقیم، فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت نوسان شمالگان و نمایه منفی شمالگان در دو ماه آبان و آذر بررسی شد. نگاره ۲ فراوانی رخداد بارش در دو نمایه را نشان می‌دهد.

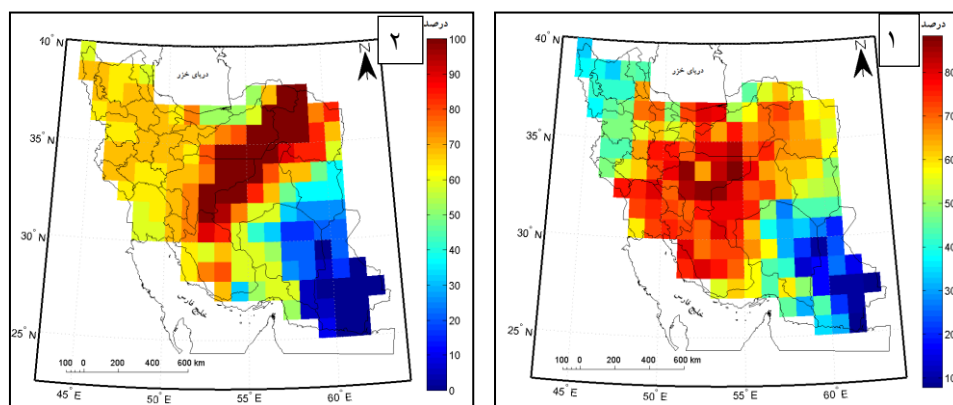


نگاره ۱. فراوانی روزهای همبستگی تأخیری مستقیم میان نوسان شمالگان و بارش در آبان و آذر: (۱) بافت‌نگاشت؛ (۲) پراکنش مکانی



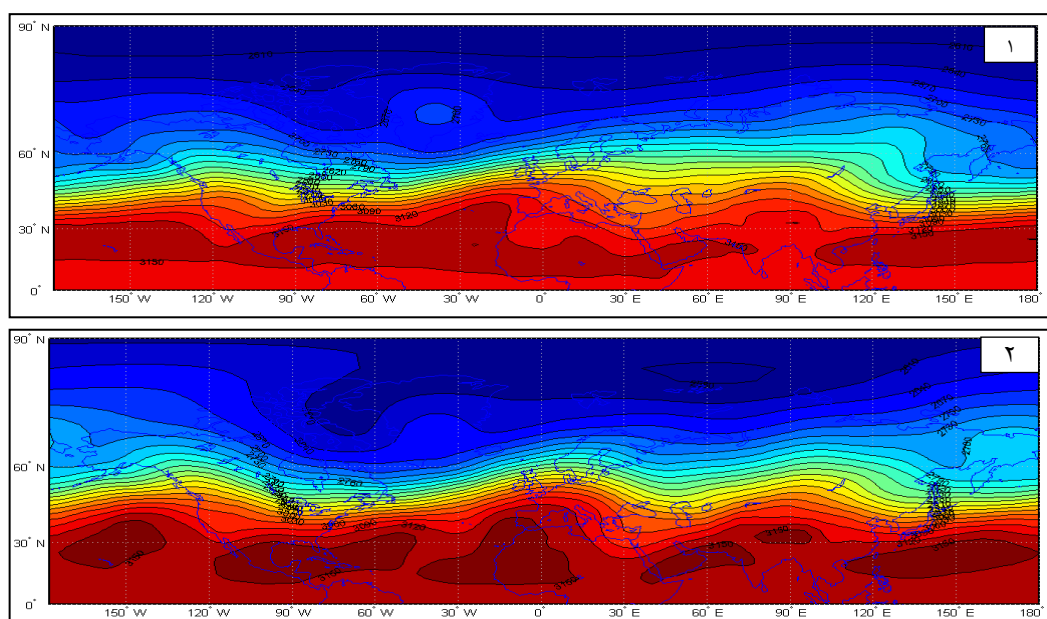
نگاره ۲. فراوانی رخداد بارش در آبان و آذر: (۱) هنگام برقراری نمایه منفی شمالگان؛ (۲) هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان.

همان‌گونه که نگاره ۲ نشان می‌دهد، فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در بیشتر بخش‌های کشور به غیر از جنوب شرق بیشترین است. در این نگاره بیشترین مقدار فراوانی ۴۱۹ روز (از ۱۵۰۰ روز) است که در سواحل دریای خزر دیده می‌شود. این مقدار فراوانی نشان می‌دهد که بیشترین رخداد بارش این ناحیه در دو ماه آبان و آذر در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در مقایسه با نمایه منفی شمالگان (حدود ۲۴۱ روز) رخ داده است. درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان به کل نمایه‌های مثبت در این فصل در نگاره‌های ۱-۳ و ۲-۳ نشان داده شده است. بیشینه مقدار نوسان شمالگان در این دو ماه ۳۶۳ است که ۱۹ روز در طول این بازه زمانی مقادیر بیش از ۳ و ۵۱ روز مقادیر میان ۲ تا ۳ را داشته‌اند. ۶۴ درصد کشور بیش از نیمی از زمان‌هایی که نمایه شمالگان میان مقادیر ۲ تا ۳ قرار می‌گیرند بارش دریافت کرده‌اند و هنگامی که نمایه نوسان شمالگان در مقادیر بالاتر از ۳ قرار می‌گیرند، ناحیه‌ای از مرکز تا شمال شرق در این نمایه حتماً بارش داشته‌اند. نکته‌ای که در این بخش حائز اهمیت است این است که بارش در کشور ایران به عوامل متعددی بستگی دارد که در صورت فراهم شدن شرایط بارش رخ می‌دهد. همان‌گونه که این نگاره‌ها نشان می‌دهد، هنگامی که نمایه شمالگان در فاز مثبت قرار دارد، زمینه مناسب برای ایجاد بارش فراهم می‌شود و در صورتی که رطوبت و زمینه‌های دیگر فراهم باشد بارش رخ می‌دهد.



نگاره ۳. نقشه‌های درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان به کل رخداد نمایه مثبت شمالگان در آبان و آذر: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۲ تا ۳؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۳

بررسی میانگین نقشه‌های تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در دو ماه آبان و آذر در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ بیشترین وردایی را بر روی اقیانوس اطلس نشان می‌دهد. هنگامی که نمایه نوسان شمالگان به سمت مقادیر مثبت سوق می‌یابد، کم‌فشار قطبی تقویت می‌شود و ناوه آن بر روی اقیانوس اطلس تا جنوب گرینلند حوالی مدار ۶۰ درجه شمالی امتداد می‌یابد. هم‌زمان در عرض‌های پایین‌تر شاهد کاهش گستره مداری پرفشار جنب‌حاره و افزایش گستره نصف‌النهاری آن از حدود نصف‌النهار ۳۰ درجه غربی بر روی اقیانوس اطلس به سمت عرض‌های بالاتر می‌باشیم که تا عرض ۴۰ درجه شمالی تا جنوب غرب اروپا امتداد می‌یابد و پشته آن جنوب غرب اروپا و نیمه شمالی افریقا را دربر می‌گیرد. جابه‌جایی جنوب‌سوی کم‌فشار قطبی و جابه‌جایی شمال‌سوی پرفشار جنب‌حاره بر روی اقیانوس اطلس شیو شدیدی در نیمه شرقی اقیانوس اطلس به‌وجود می‌آورد. افزایش شیو فشار و تقویت رودباد جنب قطبی در این منطقه موجب شکل‌گیری ناوه کم‌عمقی در شمال دریای خزر و شرق دریای سیاه و کج‌شدگی محور ناوه در راستای شمال شرقی - جنوب غربی تا شرق دریای مدیترانه شده است. جریان‌ات شمال‌سو بر روی دریای مدیترانه و افزایش تاوایی مثبت در این منطقه زمینه لازم را برای تشکیل کم‌فشار مدیترانه فراهم می‌آورد. از سوی دیگر، پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران تضعیف می‌شود و بر روی شرق عربستان و دریای عمان و جنوب شرق ایران قرار می‌گیرد. موقعیت قرارگیری این پرفشار موجب فراهم‌آوردن رطوبت از روی دریاها و جنوبی بر روی ایران می‌شود که همراهی آن با ناوه کم‌عمق شرق مدیترانه بستر بارش را بر روی بیشتر بخش‌های ایران فراهم می‌آورد. حاکمیت پرفشار جنب‌حاره در جنوب شرق ایران مانع رخداد بارش در این منطقه و دلیلی بر همبستگی منفی میان بارش و نوسان شمالگان در این منطقه است.



نگاره ۴. آرایش میانگین خطوط ارتفاعی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۲ تا ۳؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۳

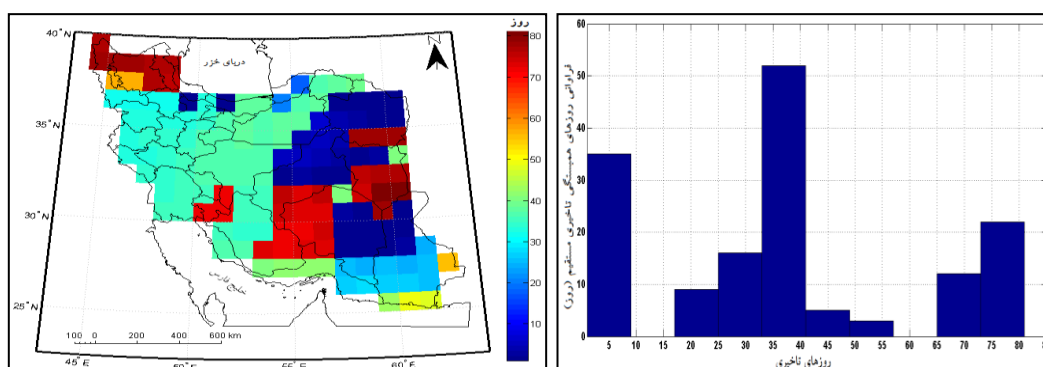
واکاوی نقش نوسان شمالگان در بارش‌های فصل زمستان

استفاده از آماره‌ی خی‌دو در واکاوی تأثیر نوسان شمالگان بر روی بارش‌های فصل زمستان معناداری را در سه ماه دی، بهمن، و اسفند نشان داد. از این رو، داده‌های بارش و نوسان شمالگان در این سه ماه برای واکاوی‌ها به کار گرفته شد. به‌کارگیری آزمون همبستگی تأخیری نشان می‌دهد که بیشترین میزان همبستگی مستقیم در بازه زمانی ۳۰ تا ۴۰ روز

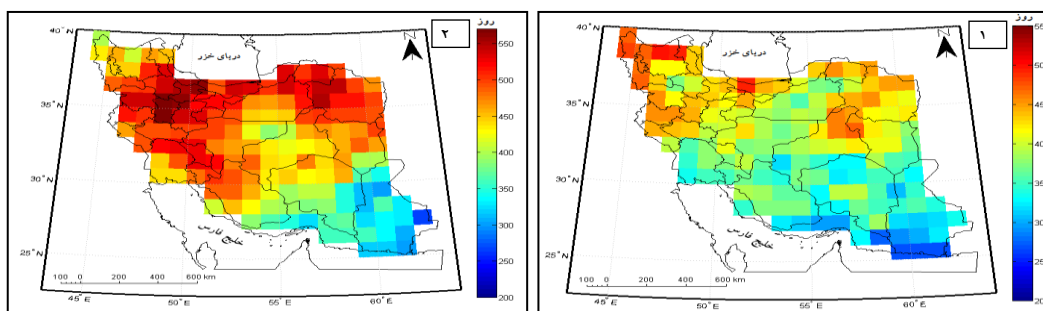
قرار دارد (نگاره ۵-۱) و نقشه پراکنش مکانی (نگاره ۵-۲) نیز نشان می‌دهد که تأخیر در نیمه غربی ایران (بخش‌های آبی روشن) در این بازه زمانی قرار دارد. بر این اساس، داده‌های بارش با داده‌های نوسان شمالگان با تأخیر ۳۴ روزه (بیشترین مقدار همبستگی مستقیم در بازه زمانی ۳۰ تا ۴۰ روز) بررسی شد.

واکاوای فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت و منفی نوسان شمالگان با تأخیر ۳۴ روزه انجام شد. نگاره ۶-۱ فراوانی رخداد بارش را در هر دو نمایه نشان می‌دهد. آنچه به‌وضوح در این نگاره دیده می‌شود، فراوانی رخداد بارش هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در بیشتر بخش‌های کشور به غیر از جنوب شرق ایران است.

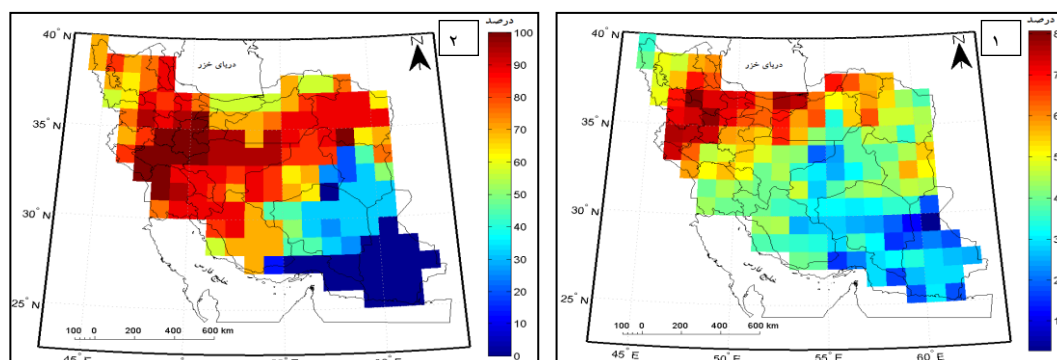
بالاترین فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان (نگاره ۶-۲) در شمال شرق، شمال، و دامنه‌های زاگرس با مقادیر بالاتر از ۵۰۰ روز (از ۲۲۲۰ روز) و با بیشینه در استان‌های همدان و قزوین با مقادیر بالاتر از ۵۵۰ روز دیده می‌شود. این فراوانی‌ها در مقایسه با فراوانی رخداد بارش هنگامی که نوسان شمالگان در فاز منفی خود قرار دارد به‌خوبی نشان‌دهنده فراوانی رخداد بارش هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در بیشتر بخش‌های کشور است. بالاترین مقدار نوسان شمالگان در فصل زمستان ۴/۵۸ است که ۱۶ روز در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ در مقادیر بالاتر از ۴ و ۷۲ روز در مقادیر میان ۳ تا ۴ قرار گرفته‌اند. درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان به کل نمایه‌های مثبت در این فصل در نگاره‌های ۷-۱ و ۷-۲ نشان داده شده است. این نگاره نشان می‌دهد که، به غیر از جنوب شرق و تا حدی مناطق مرکزی کشور، سایر مناطق در مقادیر بالاتر از ۳ نوسان شمالگان بارش دریافت کرده‌اند و ناحیه‌ای در زاگرس مرکزی شامل استان‌های ایلام، شمال خوزستان، خرم‌آباد، و مرکزی در مقادیر بالاتر از ۴ حتماً بارش داشته‌اند.



نگاره ۵. فراوانی روزهای همبستگی تأخیری مستقیم میان نوسان شمالگان و بارش در فصل زمستان: (۱) بافت‌نگاشت؛ (۲) پراکنش مکانی



نگاره ۶. فراوانی رخداد بارش در فصل زمستان: (۱) هنگام برقراری نمایه منفی شمالگان؛ (۲) هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان



نگاره ۷. نقشه‌های درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام نمایه مثبت شمالگان به کل نمایه مثبت شمالگان در فصل زمستان: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۳ تا ۴؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۴

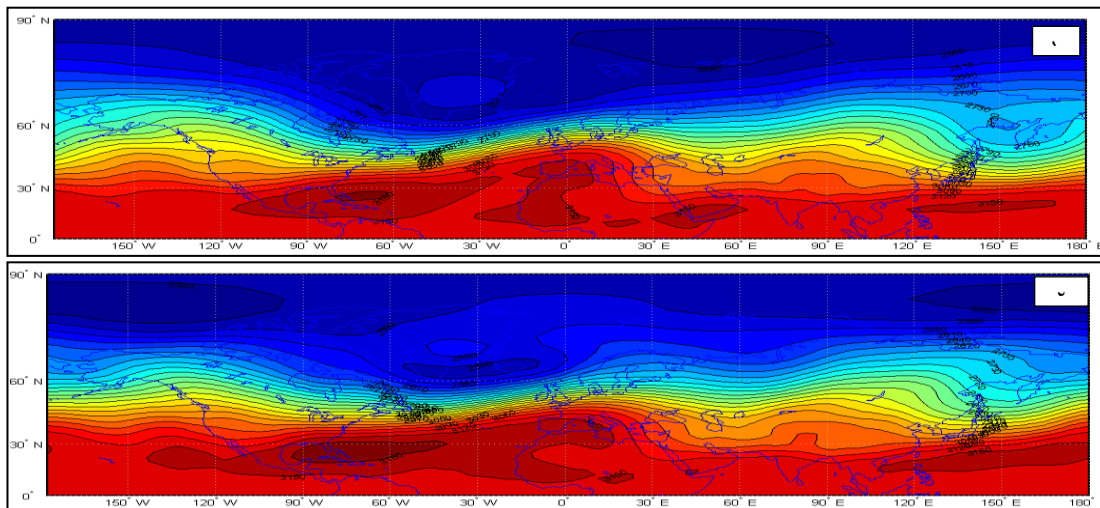
به دلیل تأخیر ۳۰ تا ۴۰ روزه، در واکاوی نقشه‌های ارتفاعی، از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال چهار ماه، از آذر تا اسفند، هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان استفاده شد. بررسی نقشه‌ها، همانند فصل پاییز، حاکی از تقویت کم‌فشار قطبی و کاهش گستره مداری پرفشار جنب‌حاره و افزایش گستره نصف‌النهاری آن در حوالی نصف‌النهار گرینویچ به طرف عرض‌های بالاتر است. همان‌گونه که نگاره ۸ نشان می‌دهد، نسبت به فصل پاییز، موقعیت مکانی پرفشار جنب‌حاره در فصل زمستان تغییر کرده و به عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده و ضمن کاهش گستره نصف‌النهاری به کانون‌های متعددی تقسیم شده است. یکی از این کانون‌ها، که بر روی غرب افریقا قرار دارد، تقویت شده و در راستای شمالی-جنوبی، غرب افریقا تا شمال اسپانیا را دربر گرفته است. جابه‌جایی شمال‌سوی این پرفشار و تقویت کم‌فشار قطبی با یک کانون بسته در جنوب گرینلند شیو فشار شدیدی را بر روی نیمه غربی اقیانوس اطلس و غرب اروپا به‌وجود آورده است. ناوه کم‌عمقی هم بر روی روسیه تشکیل شده که در شمال دریای خزر به دو شاخه تقسیم می‌شود. شاخه غربی این ناوه در راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی ناوه کوتاه و عمیقی بر روی شرق دریای مدیترانه به‌وجود آورده که تا میانه دریای سرخ امتداد می‌یابد. همگام با استقرار جریانات شمال‌سو بر روی آب‌های گرم این مناطق، شرایط پویایی ناپایداری مهیا و بستر لازم برای تشکیل و تقویت سامانه‌های باران‌زا فراهم می‌شود که همراه عقب‌نشینی پرفشار جنب‌حاره می‌تواند موجب بارش هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان بر روی بیشتر بخش‌های ایران شود.

واکاوی نقش نوسان شمالگان در بارش‌های فصل بهار

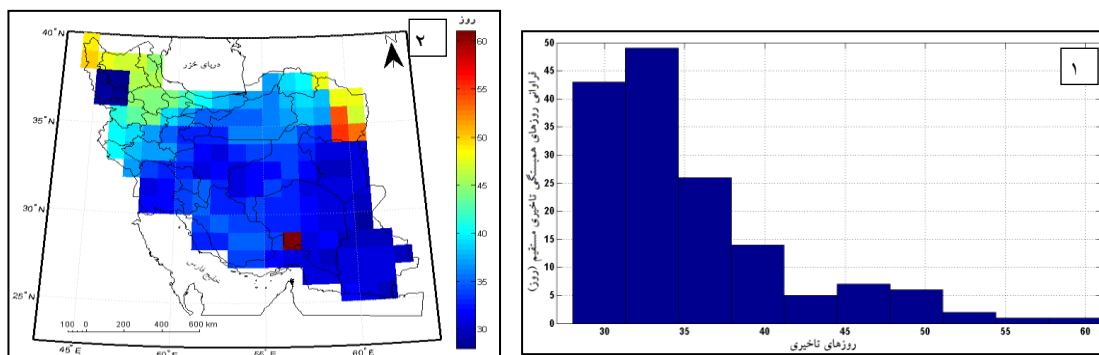
استفاده از آماره‌ی خی‌دو و آزمون معناداری در سطح ۹۵ درصد در واکاوی نقش نوسان شمالگان در بارش ماه‌های فصل بهار نشان داد که تأثیر نوسان شمالگان در فراوانی رخداد بارش در دو ماه فروردین و اردیبهشت معنی‌دار است. از این رو، داده‌های بارش و نوسان شمالگان این دو ماه در واکاوی‌ها به‌کار گرفته شد. آزمون همبستگی تأخیری میان نوسان شمالگان و بارش این دو ماه بیشترین میزان همبستگی مستقیم را در بازه ۳۰ تا ۳۵ روز (نگاره ۹-۱) و در بیشتر نقاط کشور (نگاره ۹-۲) نشان می‌دهد.

برای بررسی فراوانی رخداد بارش‌ها، از تأخیر ۳۵ روزه استفاده شد و داده‌های بارش با داده‌های نوسان شمالگان با تأخیر ۳۵ روزه مقایسه شد. نگاره ۱۰ فراوانی رخداد بارش را در هنگام برقراری نمایه مثبت و منفی شمالگان نشان می‌دهد. این نگاره، همانند نگاره دیگر فصل‌ها، فراوانی رخداد بارش را در هنگام نمایه مثبت شمالگان تأیید می‌کند. در این فصل، تأثیر نوسان شمالگان بر روی بارش‌ها بیشتر در نیمه شمالی کشور مشهود است. بیشینه فراوانی رخداد بارش

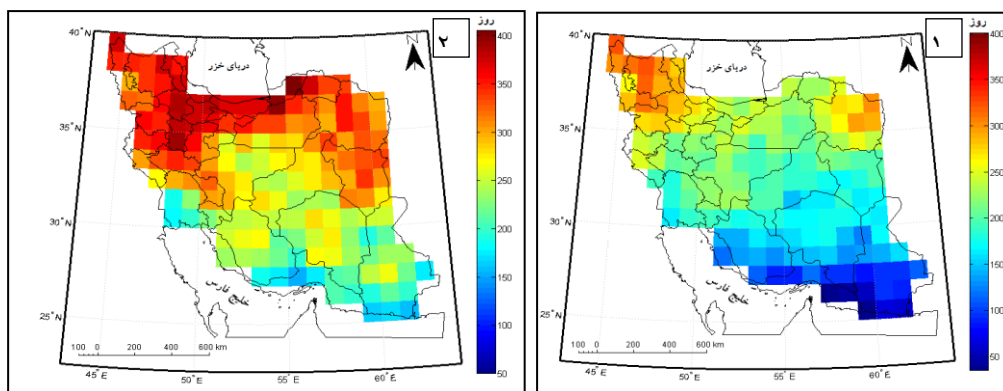
هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان در شرق دریای خزر با تعداد ۴۰۵ روز از ۱۵۱۰ روز^۱ است که همین یاخته در هنگام برقراری نمایه منفی نوسان شمالگان ۲۳۵ روز بارش داشته است.



نگاره ۸. آرایش میانگین خطوط ارتفاعی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۳ تا ۴؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۴



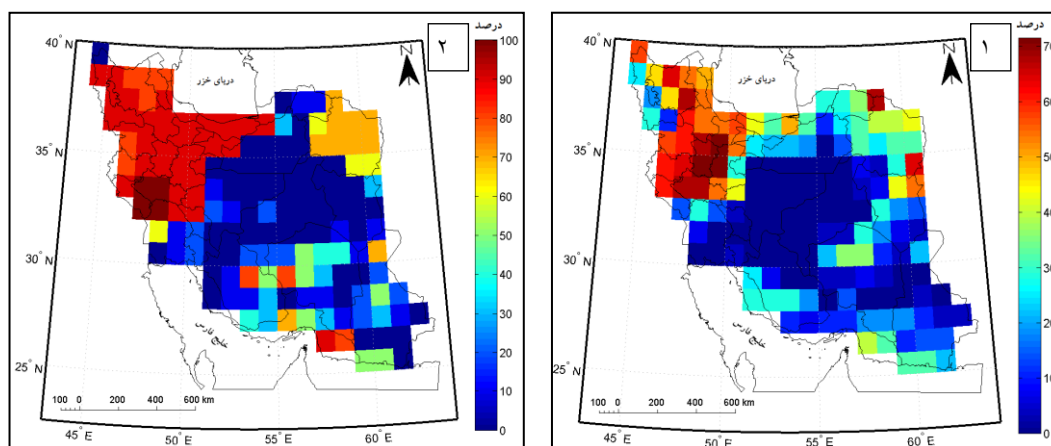
نگاره ۹. فراوانی روزهای همبستگی تأخیری مستقیم میان نوسان شمالگان و بارش در فروردین و اردیبهشت: (۱) بافت‌نگاشت؛ (۲) پراکنش مکانی



نگاره ۱۰. فراوانی رخداد بارش در فروردین و اردیبهشت: (۱) هنگام برقراری نمایه منفی شمالگان؛ (۲) هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان

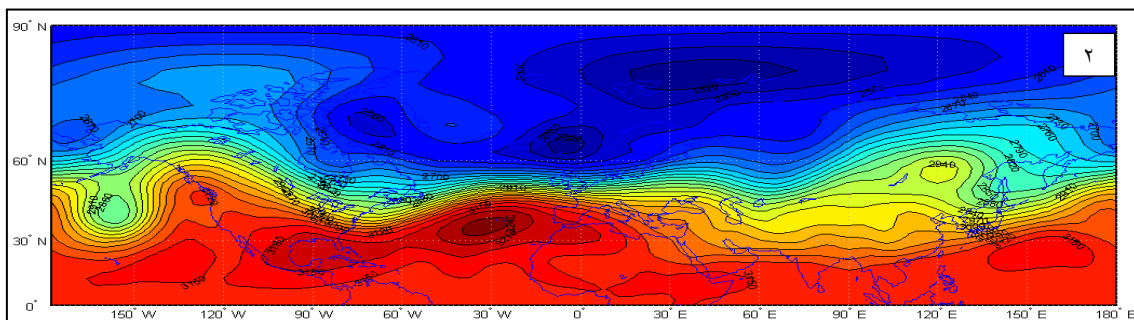
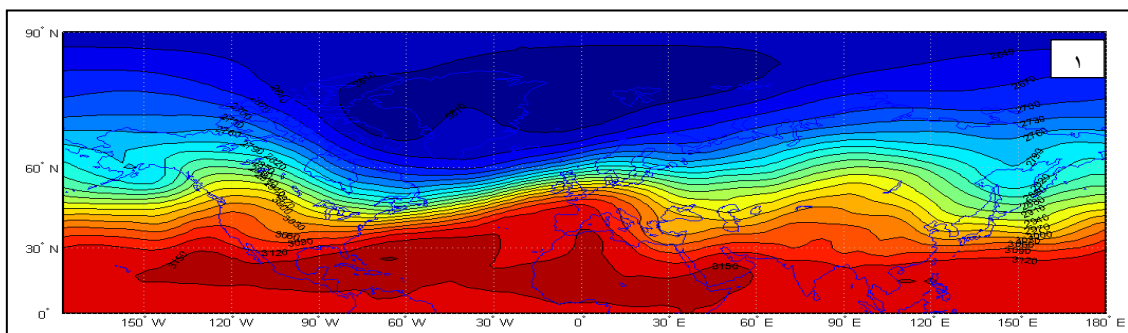
۱. تعداد روزهای دو ماه فروردین و اردیبهشت در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ با احتساب روزهای حذف‌شده به دلیل تأخیر زمانی و جمع شناور

بیشترین مقدار نوسان شمالگان در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱ در دو ماه فروردین و اردیبهشت ۴/۴۰ است. ۱۹ روز در مقادیر بالاتر از ۴ و ۳۸ روز در مقادیر ۳ تا ۴ قرار می‌گیرند. درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان به کل نمایه‌های مثبت در این فصل در نگاره‌های ۱-۱ و ۲-۱۱ نشان داده شده است. آنچه این نگاره نشان می‌دهد اثرگذاری نوسان شمالگان بر روی بارش‌های بهاری در شمال غرب، شمال و با شدت کمتر در شمال شرق کشور است.



نگاره ۱۱. نقشه‌های درصد فراوانی رخداد بارش در هنگام نمایه مثبت شمالگان به کل نمایه مثبت شمالگان در دو ماه فروردین و اردیبهشت: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۳ تا ۴؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۴

در بررسی نقشه‌های میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ماه فروردین و اردیبهشت، به دلیل در نظر گرفتن تأخیر ۳۵ روزه، از نقشه‌های میانگین سه ماه اسفند، فروردین، و اردیبهشت استفاده شد. آنچه در این نقشه‌ها (نگاره ۱۲) مشاهده می‌شود، همانند دو فصل قبل، شیو گرادیان شدیدی بر روی اقیانوس اطلس دیده می‌شود. آنچه در این نقشه‌ها به خوبی مشهود است جابه‌جایی موقعیت مکانی کم‌فشار قطبی و گسترش مداری آن به سمت شرق است. در عرض‌های جنب‌حاره، گستره مداری پُرفشار جنب‌حاره کاهش یافته و از ۱۵۰ درجه غربی تا ۶۰ درجه شرقی قرار گرفته است. زبانه‌ای از این پُرفشار در حدود نصف‌النهار گرینویچ به سمت شمال گسترش پیدا کرده و تا غرب دریای مدیترانه امتداد یافته و پشته آن جنوب غرب اروپا را دربر گرفته است. موقعیت قرارگیری این دو سامانه فشار بر روی قطب و عرض‌های جنب‌حاره موجب افزایش گرادیان فشار بر روی شرق اقیانوس اطلس و نیمه شمالی اروپا شده است. آرایش خطوط ارتفاعی در این دو ماه نیز ناوهای را بر روی روسیه نشان می‌دهد. این ناوه بر روی دریای خزر به دو شاخه غربی و شرقی تقسیم می‌شود. شاخه غربی آن از شرق دریای سیاه در راستای شمال شرقی-جنوب غربی تا شمال مصر امتداد می‌یابد و ناوهای را بر روی دریای مدیترانه شکل می‌دهد. ناوه شرقی دریای مدیترانه در این تراز شرایط پویایی برای ایجاد سامانه کم‌فشار در این ناحیه فراهم می‌آورد. شاخه شرقی ناوه کم‌عمقی بر روی شمال شرق ایران شکل داده است. این دو ناوه موجب رخداد بارش در بخش‌های شمال غربی، شمالی، و شمال شرقی کشور شده است. فراز حاکم بر روی مرکز کشور حاصل پُرفشار جنب‌حاره را می‌توان دلیلی دانست که موجب رخداد بارش در این ناحیه شده است.



نگاره ۱۲. آرایش میانگین خطوط ارتفاعی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۱۳۶۷-۱۳۹۱: (۱) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر ۳ تا ۴؛ (۲) نمایه نوسان شمالگان با مقادیر بالاتر از ۴

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین هدف از اجرای این پژوهش بررسی تأثیر نوسان شمالگان بر روی رخدادهای بارش ایران بوده است. بررسی‌ها نشان‌دهنده معناداری تأثیر نوسان شمالگان بر روی رخداد بارش از آبان‌ماه تا اردیبهشت‌ماه است. این اثرگذاری در آبان و آذر، هم‌زمان و بدون تأخیر، در فصل زمستان با تأخیر ۳۰ تا ۴۰ روزه و در فروردین و اردیبهشت با تأخیر ۳۰ تا ۳۵ روزه بیشترین است. نتایج به‌دست‌آمده از بررسی فراوانی رخداد بارش در هنگام نمایه مثبت و منفی شمالگان نشان می‌دهد که هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان فراوانی بارش در بیشتر بخش‌های ایران به‌جز ناحیه‌ای در جنوب‌شرق بیشترین است. واکاوی میانگین نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در هنگام رخداد نمایه مثبت شمالگان، تقویت کم‌فشار قطبی و گسترش ناوه ناشی از آن تا جنوب گرینلند بر روی اقیانوس اطلس و هم‌زمان کاهش گستره مداری پرفشار جنب‌حاره و افزایش گستره نصف‌النهاری آن در حوالی نصف‌النهار گرینویچ به سمت عرض‌های بالاتر تا جنوب‌غرب اروپا سبب شیو فشار شدیدی در نیمه شرقی اقیانوس اطلس و شمال اروپا شده است. شیو فشار در این ناحیه نشان‌دهنده تباین زیاد دما، فشار، و شدت سرعت بادهاست. افزایش سرعت باد در این ناحیه موجب شکل‌گیری و کج‌شدگی محور ناوه کم‌عمقی تا شرق دریای مدیترانه شده است. همگام با استقرار ناوه بر روی دریای مدیترانه و جریان‌ات شمال‌سو، شرایط ناپایداری آماده و بستر لازم برای شکل‌گیری سامانه‌های بارشی مهیا می‌شود.

علاوه بر ناوه شرق دریای مدیترانه، پرفشار جنب‌حاره نیز هنگام رخداد نمایه مثبت شمالگان بر روی بارش‌ها اثرگذار است. کاهش گستره مداری پرفشار جنب‌حاره در هنگام رخداد نمایه مثبت شمالگان و عقب‌نشینی آن از روی نیمه جنوبی ایران و حتی شکل‌گیری کانونی بر روی جنوب شبه‌جزیره عربستان موجب افزایش فرارفت هوای گرم و مرطوب در جلوی ناوه شرق مدیترانه و افزایش بارش‌ها می‌شود. ذکر این نکته نیز حائز اهمیت است که تغییر گستره پرفشار

جنب‌حاره هم‌زمان با نمایه مثبت نوسان شمالگان می‌تواند تأثیر مستقیم یا با واسطه نمایه نوسان شمالگان باشد که نیاز به مطالعه و بررسی بیشتر دارد.

در پایان به این نکته نیز اشاره شود که در مطالعه حاضر به بررسی تأثیر نوسان شمالگان بر روی رخدادهای بارش ایران‌زمین پرداخته شده است و تأثیر نوسان شمالگان در شدت بارش‌ها به بررسی‌های بیشتر نیاز دارد. چه بسا تأثیر نوسان شمالگان در این دو مقوله متفاوت از هم باشد.

منابع

- احمدی، م. (۱۳۹۲). تحلیل ارتباط بین الگوهای پیوند از دور و ویژگی‌های بارش ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس. امیدوار، ک. و جعفری ندوشن، مو (۱۳۹۳). اثر نوسان قطبی بر نوسان‌های دما و بارش فصل زمستان در ایران مرکزی، فصل‌نامه جغرافیایی سرزمین، ۴۱: ۷۶-۶۵.
- حجازی‌زاده، ز. و فتاحی، ا. (۱۳۸۶). تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش‌های زمستانه ایران، مجله جغرافیا، ۳: ۱۰۷-۸۹.
- خسروی، م. (۱۳۸۳). بررسی روابط بین الگوهای چرخش جوی کلان‌مقیاس نیم‌کره شمالی با خشک‌سالی سالانه سیستان و بلوچستان، مجله جغرافیا و توسعه، ۱۶۷-۱۸۸.
- عساکره، ح. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، زنجان: انتشارات دانشگاه زنجان.
- مسعودیان، س.؛ کیخسروی کیانی، م.ص. و رعیت‌پیشه، ف. (۱۳۹۳). معرفی و مقایسه پایگاه داده اسفزاری با پایگاه‌های داده GPCP، GPCP، و CMAP، مجله تحقیقات جغرافیایی، ۲۹(۱): ۸۸-۷۳.
- میری، م.؛ عزیزی، ق.؛ خوش‌اخلاق، ف. و رحیمی، م. (۱۳۹۵). ارزیابی آماری داده‌های شبکه‌ای بارش و دما با داده‌های مشاهده‌ای در ایران، نشریه علمی- پژوهشی علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران، ۳۵: ۵۱-۳۹.
- یاراحمدی، د. و عزیزی، ق. (۱۳۸۶). تحلیل چندمتغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و نمایه‌های اقلیمی، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲: ۱۶۱-۱۷۴.
- Ahmadi, M. (2013). Analysis of the relationship between teleconnection patterns and rainfall characteristics of Iran, Phd dissertational climatology, Tarbiat Modares University.
- Asakereh, H. (2011). The Basics of Statistical Climatology, Zanjan: Zanjan University Press, First Edition.
- Chen, Y.; Guo, S.; Liu, Y.; Ju, J. and Ren, J. (2017). Interannual Variation of the Onset of Yunnan's Rainy Season and Its Relationships with the Arctic Oscillation of the Preceding Winter, *Atmospheric and Climate Sciences*, 7(2): 210-222.
- Givati, A. and Rosenfeld, D. (2013). The Arctic Oscillation, climate change and the effects on precipitation in Israel, *Atmospheric research*, 132: 114-124.
- Glantz, M.H., Katz, R.W. and Nicholls, N. eds., 1991. Teleconnections linking worldwide climate anomalies (Vol. 535). Cambridge: Cambridge University Press.
- Gong, D.Y.; Gao, Y.; Guo, D.; Mao, R.; Yang, J.; Hu, M. and Gao, M. (2014). Interannual linkage between Arctic/North Atlantic Oscillation and tropical Indian Ocean precipitation during boreal winter, *Climate dynamics*, 42(3-4): 1007-1027.
- Gong, D. and Wang, S. (2003). Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China, *Journal of Geographical Sciences*, 13(2): 208-216.
- Hejazizadeh, Z. and Fatahi, A. (2007). Analysis of synoptic patterns of rainfall in Iran, *Quarterly Geography*, 3: 89-107.
- Hu, Q. and Feng, S. (2010). Influence of the Arctic oscillation on central United States summer rainfall, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D1).
- Jovanović, G.; Reljin, I. and Reljin, B. (2008). The influence of Arctic and North Atlantic Oscillation on precipitation regime in Serbia, *In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (4(1): 012025). IOP Publishing.

- Khosravi, M. (2004). A Survey On The Relations OF The Northern Hemisphere Large Scale Circulation Patterns With Sistan & Baluchestan Annual Droughts, *Geography and Development Journal*, 2(3): 167-188.
- Kutzbach, J.E. (1970). Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure, *Monthly Weather Review*, 98(9): 708-716.
- Lorenz, E.N. (1951). Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile, *Journal of Meteorology*, 8(1): 52-59.
- Mao, R.; Gong, D.Y.; Yang, J. and Bao, J.D. (2011). Linkage between the Arctic Oscillation and winter extreme precipitation over central-southern China, *Climate Research*, 50(2-3): 187-201.
- Masoodian, S.A.; Keikhosravi Kiany, M.S. and Rayatpishe, F. (2014). Introducing and comparing the Asfzari database with GPCC, GPCP and CMAP databases, *Geographical Research journal*, 29(1): 73-88.
- McCabe-Glynn, S.; Johnson, K.R.; Strong, C.; Zou, Y.; Yu, J.Y.; Sellars, S. and Welker, J.M. (2016). Isotopic signature of extreme precipitation events in the western US and associated phases of Arctic and tropical climate modes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(15): 8913-8924.
- Miri, M.; Azizi, G.; Khoshakhlagh, M. and Rahimi, M. (2017). Evaluation Statistically of Temperature and Precipitation Datasets with Observed Data in Iran, *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, 10(35): 39-51.
- Omidvar, K. and Jafari Nadoshan, M. (2014). Study of Arctic Oscillation Effect on Temperature and Precipitation Fluctuations at winter in Central Iran, *Quarterly Geographical journal of territory (Sarzamin)*, 41: 65-76.
- Pavlović Berdon, N. (2012). The impact of Arctic and North Atlantic Oscillation on temperature and precipitation anomalies in Serbia, *Geographica Pannonica*, 16(2): 44-55.
- Raziei, T.; Bordi, I. and Pereira, L.S. (2011). An application of GPCC and NCEP/NCAR datasets for drought variability analysis in Iran, *Water resources management*, 25(4): 1075-1086.
- Thompson, D.W. and Wallace, J.M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical research letters*, 25(9): 1297-1300.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Monthly Weather Review*, 109(4): 784-812.
- Wen, M.; Yang, S.; Kumar, A. and Zhang, P. (2009). An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008, *Monthly weather review*, 137(3): 1111-1131.
- Wu, B. and Wang, J. (2002). Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent, *Advances in Atmospheric Sciences*, 19(2): 297-318.
- Yang, H. (2011). The significant relationship between the Arctic Oscillation (AO) in December and the January climate over South China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(2): 398-407.
- YarAhmadi, D. and Azizi, A. (2008). Multivariate Analysis of Relationship Between Seasonal Rainfall in Iran with Climate Indices, *Geographic research Quarterly*, 62: 161-174.
- Ye, H.; Fetzer, E.J.; Behrangi, A.; Wong, S.; Lambriqtsen, B.H.; Wang, C.Y. and Gamelin, B.L. (2016). Increasing daily precipitation intensity associated with warmer air temperatures over Northern Eurasia, *Journal of Climate*, 29(2): 623-636.