

Variability analysis of effective teleconnection signals on Iran's climate

Neyestani, A. 

Department of Physics, Faculty of Science, Razi University, Kermanshah, Iran.

Corresponding Author E-mail: neyestani@razi.ac.ir

(Received: 6 Jan 2025, Revised: 19 Oct 2025, Accepted: 3 Nov 2025, Published online: 16 Dec 2025)

Summary

Temporal variations in local and global climate are often influenced by changes in teleconnection patterns. These patterns are key phenomena arising from fluctuations in variables such as sea surface temperature (SST) and sea level pressure (SLP), which exhibit spatio-temporal variability, governed by stable and recurring atmospheric and oceanic processes. Consequently, teleconnection signals can induce oscillations in the climate system. Among the most influential indices are the East Atlantic-West Russia (EA-WR) pattern, the Mediterranean Oscillation (MO), the North Atlantic Oscillation (NAO), the Quasi-Biennial Oscillation (QBO), and the Southern Oscillation Index (SOI), all of which can significantly affect atmospheric variability across different regions of Iran.

Identifying the dominant variabilities within each climate index and examining the potential relationships among these signals is a critical first step in assessing their impact on regional climate variables. This is important because some indices may share common fluctuations within specific time scales (i.e. frequency bands), potentially producing similar effects on climatic variables such as precipitation, temperature, and pressure. By accounting for these shared fluctuations, the net influence of each teleconnection index can be more accurately evaluated.

Given the importance of teleconnection indices and their role in shaping various climatic variables in Iran, a comprehensive understanding of the patterns embedded in these signals — across high-, medium-, and low-frequency oscillations — is essential. Moreover, elucidating the temporal relationships between pairs of global circulation indices is critical for understanding climate evolution at multiple frequencies, particularly in the context of Iran climate.

In this study, monthly data were obtained from relevant international archives, and the signals were decomposed into distinct frequency bands using optimal digital filters. Correlation analyses, including auto- and cross-correlation functions, were applied to examine the linear relationships between similar variabilities across the signals at different time lags. Additionally, power spectral density (PSD) analysis was used to compare the strength of each teleconnection signal within selected frequency bands.

The results reveal significant correlations among certain teleconnection signals at specific time scales. For example, at the annual time scale (10–14 months), the corresponding components of the EA-WR and NAO signals exhibit a strong direct correlation at zero lag (correlation coefficient: 0.564). The variance distribution across frequency bands is also distinctive for each index. Specifically, over 80% of the variability in the monthly QBO signal occurs quasi-cyclically on time scales of 14 months to 3 years, primarily around 28 months. For the EA-WR and NAO indices, a substantial portion of variability (45%–55%) occurs on the 2–5 month scale (high-frequency component), with limited correlation between these short-term fluctuations. High-frequency variations dominate the MO signal, whereas the SOI exhibits substantial variability across most time scales except for the annual scale. For low-frequency variability (time scales greater than 7 years), a significant negative correlation exists between SOI and the other teleconnection indices, that can have implications for climate patterns over Iran.

Keywords: Variability, Teleconnection Signals, Climate, Frequency, Digital Filter.

تحلیل وردایی زمانی سیگنال‌های دورپیوند مؤثر بر اقلیم ایران

ابوالفضل نیستانی ✉

گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: neyestani@razi.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۱۷، بازنگری: ۱۴۰۴/۷/۲۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۸/۱۲، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۹/۲۵)

چکیده

سیگنال‌های دورپیوند باعث نوسان در سامانه اقلیم می‌شوند. در این زمینه شاخص‌هایی مانند الگوی دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR)، نوسان مدیترانه (MO)، نوسان اطلس شمالی (NAO)، نوسان شبه دوسالانه (QBO) و نوسان ENSO می‌توانند بر وردایی کمیت‌های جوی در منطقه ایران تأثیر قابل توجه داشته باشند. در این تحقیق با استفاده از پالایه‌های رقومی سیگنال‌های خام ماهانه در نوارهای بسامدی گوناگون جداسازی و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و با استفاده از تحلیل همبستگی، ارتباط خطی بین نوسان‌های هم‌بسامد شامل در این سیگنال‌ها مورد آزمایش قرار گرفت. علاوه بر این، توان هر سیگنال بر اساس روش چگالی طیف توان در نوارهای بسامدی انتخاب شده استخراج شد و نوسان‌های با بیشترین توان در هر سیگنال شناسایی شد. نتایج گویای همبستگی قابل توجه و معنادار بین وردش موجود در سیگنال‌ها در بعضی از مقیاس‌های زمانی است. به طور نمونه در مقیاس زمانی سالانه، مؤلفه متناظر در سیگنال‌های EA-WR و NAO همبستگی مستقیم و بااهمیتی را در تأخیر زمانی صفر نشان می‌دهند (ضریب همبستگی: ۰/۵۶۴). علاوه بر این، توزیع توان وردش برای هر کدام از شاخص‌ها در هر نوار بسامدی کاملاً منحصر به فرد است. به طور خاص، بیش از ۸۰٪ وردایی سیگنال ماهانه QBO در مقیاس زمانی ۱۴ ماه تا ۳ سال به طور شبه‌چرخه‌ای رخ می‌دهد. برای سیگنال‌های EA-WR و NAO بخش زیادی از وردایی (۴۵٪-۵۵٪) در مقیاس ۲-۵ ماه روی می‌دهد که همبستگی ناچیزی بین این نوسان‌های تصادفی مشاهده شد. اُفت و خیزهای بالابسامد در سیگنال MO غالب هستند و برای سیگنال SOI به استثنای مقیاس سالانه، باقی مقیاس‌های زمانی دارای اهمیت قابل ملاحظه‌ای در تعیین اقلیم منطقه ایران هستند.

واژه‌های کلیدی: وردایی، سیگنال‌های دورپیوند، اقلیم، بسامد، پالایه رقومی.

۱. مقدمه

امواج گرمایی و سرمایی (کیلینگر و وایلن، ۲۰۱۵)، سیلاب‌ها (کندزویکز و همکاران، ۲۰۱۹)، خشکسالی‌ها (حسن و نایاک، ۲۰۲۰)، چرخندها (شی و همکاران، ۲۰۲۰)، کشاورزی (اوستاگلو و کاراکا، ۲۰۱۴) و آتش‌سوزی‌های گسترده در جنگل‌ها (ماریانی و همکاران، ۲۰۱۸) در ارتباط هستند. بنابراین شدت اثر این دورپیوندها بر اقلیم جهانی و محلی می‌تواند سلامت انسان‌ها، امنیت آب و غذا و تقاضای انرژی را تحت تأثیر قرار دهد (ابدلکادر و یردلن، ۲۰۲۲).

الگوهای گردش دورپیوند، وردایی قابل توجهی را شامل می‌شوند که این تغییرات محدوده بسامدی وسیعی را در بر می‌گیرد. علاوه بر وردایی‌های تصادفی در مقیاس‌های مختلف، سیگنال‌های دورپیوند شامل الگوهای شبه‌نوسانی و دوره تناوب‌های بازگشتی نیز می‌باشند که گستره آنها در

تغییرات زمانی در اقلیم محلی و جهانی می‌تواند از طریق تغییرات در الگوهای دورپیوند رخ دهد. این الگوها به طور طبیعی پدیده‌هایی هستند که توسط نوسان‌ها در کمیت‌هایی مانند دمای سطح دریا (SST) یا فشار تراز دریا (SLP) به وجود می‌آیند که وردش زمانی-فضایی تنظیم شده توسط الگوهای جوی و اقیانوسی پایدار و بازگشتی را نشان می‌دهند (گاچرل، ۲۰۱۰؛ کاهیا، ۲۰۱۱، نیزگی و اوردا، ۲۰۱۷). این نوسان‌ها وضعیت‌های مختلف شاخص‌های دورپیوند را انعکاس می‌دهند که معمولاً به طور نرمال به صورت فازهای مثبت، منفی و خنثی طبقه‌بندی می‌شوند (نالی و همکاران، ۲۰۱۹).

مطالعات متعدد نشان می‌دهند که سیگنال‌های دورپیوند جهانی تأثیر با اهمیتی بر زندگی انسان‌ها دارند، زیرا آنها با

ENSO و Niño 3 SST در حدود ۷۰٪ رخدادهای گرم از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۵ نشان داد، که از این مقدار حدود ۳۳٪ در ارتباط با جملات نوسانی با دوره تناوب ۵-۶ سال و ۳۷٪ در ارتباط با دوره تناوب ۲-۴ سال در تجزیه طیفی بودند. همچنین عدم‌همخوانی بین ENSO و NAO در مدت‌زمان بی‌هنجاری ضعیف Niño 3 SST رخ می‌دهد. لوین و همکاران (۲۰۱۷) به بررسی تأثیر نوسان چند دهه‌ای اطلس (AMO) بر وردایی چند دهه‌ای ENSO پرداختند. آنها نشان دادند که تأثیر قابل‌توجه از اطلس بر وردایی چند دهه‌ای ENSO وجود دارد. همچنین با استفاده از آزمایش‌های مدل جفت‌شده و مفهومی آنها نشان دادند که تغییرات در چرخه واکر، پایداری ENSO را در مقیاس‌های زمانی سالانه و چند دهه‌ای تغییر می‌دهد و منجر به الگوی متمایز از وردایی چند دهه‌ای ENSO در بازتحلیل‌های مشاهدات و اقیانوس می‌شود. کای و همکاران (۲۰۲۲) تأثیر نوسان شبه دوسالانه (QBO) را بر ساختار فضایی نوسان شمالگان (AO) در فصل زمستان بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که QBO نقشی برجسته‌ای در تغییرات مکانی الگوی AO در زمستان نیمکره شمالی دارد. به‌ویژه، در فاز غرب‌وزان QBO، شدت یا دامنه الگوی AO بر فراز اقیانوس آرام شمالی افزایش یافته و الگوی مکانی آن قوی‌تر از دوره‌های فاز شرق‌وزان QBO است. به بیان دیگر، وردایی مرتبط با سیگنال AO در ناحیه اقیانوس آرام شمالی در سال‌های با فاز غرب‌وزان QBO قوی‌تر از سال‌های فاز شرق‌وزان است، ولی در عین حال وردایی کلی شاخص AO حساسیت قابل‌توجهی نسبت به فاز QBO نشان نمی‌دهد. در تحقیق دیگری نیستانی (۱۴۰۲) رابطه متقابل تعدادی از شاخص‌های اقلیم جهانی به‌عنوان واداشت‌های داخلی سامانه اقلیم به همراه تغییرات در تعداد لکه‌های خورشیدی به‌عنوان یک واداشت خارجی در این سامانه را مورد مطالعه قرار داد. روش‌های طیفی مانند همخوانی موجک (Wavelet Coherence) و همچنین روش تحلیل همبستگی تأخیری (Lagged Correlation) مورد استفاده قرار گرفت. نتایج این تحقیق نشان داد که اثر چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی بر شاخص SOI با اختلاف فاز حدود ۳ سال مشهود است. همچنین شاخص‌های NAO و MO در تأخیر

مقیاس‌های زمانی گوناگون (بسامدهای متفاوت) قرار می‌گیرد. بسته به نوع الگوی دورپیوند انتخابی، گسترده مقیاس‌های وردش می‌تواند به‌صورت روزانه، ماهانه، فصلی و حتی سال‌به‌سال تا دهه‌ای در نظر گرفته شود. با این وجود، شدت وردایی آنها در مقیاس‌های زمانی مختلف یکسان نیست و بعضی از این مقیاس‌های زمانی (مؤلفه‌های خاص در حوزه بسامد) از اهمیت بیشتری در توصیف رفتار این سیگنال‌های دورپیوند برخوردار هستند (نیستانی و همکاران، ۲۰۲۲).

از طرف دیگر با استفاده از روش‌های تحلیل طیفی سری‌های زمانی و پالایش رقومی در حوزه زمان یا بسامد می‌توان مقیاس‌های با اهمیت را در سیگنال‌های پیچیده اقلیمی آشکارسازی و جداسازی کرد (رایموند و گاردنر، ۱۹۹۱؛ نیستانی، ۱۴۰۱). مقیاس‌های غالب در وردایی یک کمیت، چگالی طیفی بیشتری در حوزه بسامد دارا می‌باشند (میشل، ۱۹۷۶؛ فون در هایدت و همکاران، ۲۰۲۱). برای ردگیری بهتر نوسان‌ها در سیگنال‌های اقلیمی نامانا می‌توان از روش‌های مبتنی بر فضای زمان-بسامد برای تعیین مدهای غالب وردایی و چگونگی تغییر آنها با زمان استفاده کرد. به‌طور نمونه روش تحلیل موجک یک روش وابسته به مقیاس و بسیار مؤثر برای تجزیه سری‌های زمانی به مقیاس‌های زمانی سازنده است (کولیالی و برن، ۲۰۰۵؛ نیو و چن، ۲۰۱۶). تأثیر چندمقیاسی الگوهای نوسانی اقلیمی در تغییرات وضع هوا در مقیاس‌های محلی و جهانی می‌تواند مشاهده شود و این تأثیر در وردایی بسیاری از کمیت‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی مانند بارش و رواناب انعکاس یافته است (لبت، ۲۰۰۸، فانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ استیرو و همکاران، ۲۰۱۷؛ روشنگر و همکاران، ۲۰۱۸؛ نالی و همکاران، ۲۰۱۹؛ علیزاده و موسوی‌زاده، ۲۰۲۵).

در زمینه وردایی الگوهای دورپیوند و ارتباط احتمالی آنها با یکدیگر تحقیقاتی در سال‌های گذشته انجام شده است. هوآنگ و همکاران (۱۹۹۸)، رابطه بین نوسان جنوبی النینو (ENSO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) را با استفاده از روش تحلیل طیفی متقابل چندمقیاسی مورد بررسی قرار دادند. مطالعه آنها همخوانی قابل‌توجهی را بین شاخص‌های

زمانی صفر بیشترین ارتباط خطی را نشان دادند که این همبستگی بالا عمدتاً به دلیل نوسان هم‌فاز مشترک دهه‌ای در این دو شاخص بود.

با توجه به اهمیت شاخص‌های دورپیوند و تأثیر با اهمیت برخی از آنها بر وردش کمیت‌های مختلف هواشناسی در ایران، شناخت کاملی از الگوی نوسان‌های بالابسامد، میان‌بسامد و کم‌بسامد در سیگنال‌های مرتبط با آنها موردنیاز است. همچنین درک کامل از ارتباط زمانی بین هر یک از گردش‌های جهانی با گردش‌های دیگر در روشن‌سازی وردایی اقلیم (در بسامدهای مختلف) در مناطق مختلف جهان و به‌ویژه در ایران بسیار حائز اهمیت است. بنابراین مطالعه حاضر رابطه بین تعدادی از سیگنال‌های دورپیوند مؤثر بر اقلیم ایران مانند: الگوی دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه-EA (WR)، نوسان مدیترانه (MO)، نوسان اطلس شمالی (NAO)، نوسان شبه دوسالانه (QBO) و نوسان ENSO (با استفاده از شاخص SOI) را از دیدگاه وردایی در مقیاس‌های زمانی فصلی (۲-۵ ماه) تا بیش از ۷ سال مورد بررسی قرار داده است. مطالعات متعدد نشان داده‌اند که سیگنال‌های انتخابی در این تحقیق به‌عنوان مهم‌ترین شاخص‌های دورپیوند جهانی و منطقه‌ای مؤثر بر اقلیم نیمکره شمالی و همچنین ایران می‌باشند (یانگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ چارترند و پاساتا، ۲۰۲۰؛ جمشیدی خزلی و همکاران، ۲۰۲۲؛ لوی و همکاران، ۲۰۲۴؛ سعادت مقدسی و آقاشریعتمداری، ۱۴۰۴؛ دوستان، ۱۳۹۷). به‌طور خاص در این مطالعه ارتباط بین نوسان‌های مشترک در سیگنال‌های دورپیوند در مقیاس‌های زمانی انتخابی مورد بررسی قرار گرفته است.

۲. شاخص‌ها و روش تحقیق

۲-۱. شاخص‌ها

الگوهای گردش جوی بزرگ مقیاس می‌توانند وردش‌ها و روندها را در پارامترهای اقلیمی را در مقیاس منطقه‌ای توضیح دهند (ناظم السادات و قاسمی، ۲۰۰۴؛ قاسمی و خلیلی، ۲۰۰۸؛ گو و همکاران، ۲۰۰۹). به‌طور نمونه نوسان اطلس شمالی (NAO) به‌عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر وضع هوای اروپا و حوزه مدیترانه مطرح است و مسیر توفان‌های

اطلس و مدیترانه تحت تأثیر این پدیده هستند (ملاشریفی و همکاران، ۱۳۹۸). شاخص NAO به‌صورت اختلاف در فشار سطحی بین ناحیه شمالی و ناحیه استوایی NAO تعریف می‌شود (واکر، ۱۹۲۰؛ هورل و همکاران، ۲۰۰۳). همچنین این شاخص به‌عنوان یکی از شاخص‌های غالب وردایی جو در نیمکره شمالی در نظر گرفته می‌شود (واکر، ۱۹۲۵؛ هورل و همکاران، ۲۰۰۳) که معادل محلی نوسان شمالگان (AO) می‌باشد. بنابراین به‌طور معادل اثرات گسترده‌ای بر وضعیت جو در سطح زمین در اروپا دارد (اندروز و همکاران، ۲۰۱۹). در دهه‌های اخیر، اهمیت NAO توسط محققان تبیین شده است (سرلک و همکاران، ۲۰۰۹؛ لی و ژانگ، ۲۰۱۱؛ ملاشریفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ خجسته غلامی و همکاران، ۱۴۰۳). تعداد قابل توجهی از محققان به این نتیجه رسیده‌اند که اقلیم سطحی نیمکره شمالی در بخش اروپا و اقیانوس اطلس در فصل زمستان با NAO در ارتباط است (آراونا و همکاران، ۲۰۰۹؛ سانتولاریا-اوتین و گارسیا-سرانو، ۲۰۲۴). در مطالعات پیشین از اثر نوسان اطلس شمالی، منطقه خاورمیانه و ایران به‌دلیل مجاورت با ناحیه تأثیرگذاری مانسون و بعضی محدودیت‌ها در ارتباط با داده‌های هواشناسی مناسب و بلندمدت، کمتر مورد توجه قرار گرفته است (تبری و همکاران، ۲۰۱۴). با این وجود در سال‌های اخیر تحقیقاتی در زمینه بررسی میزان اثرگذاری این شاخص بر شرایط اقلیمی داخل ایران انجام شده است (به‌طور نمونه: نصرافهانی و همکاران، ۱۳۸۹؛ رضائیان و همکاران، ۱۳۹۴؛ پژوهش و همکاران، ۱۴۰۴). از آنجایی که NAO گرمايش اقیانوس اطلس و شارهای رطوبتی رسیده به مدیترانه را کنترل می‌کند، در نتیجه وجود رابطه‌ای معنادار بین منطقه شرق مدیترانه و قطاع اطلس شمالی مورد انتظار است (کاهیا، ۲۰۱۱).

شاخص ENSO به‌خاطر پدیده جفت‌شدگی هوا-اقیانوس شناخته شده است که اثرات اقلیمی مخصوصاً در مقیاس بین‌سالی در مناطق استوایی و مناطق کاملاً دور از خط استوا را ایجاد می‌کند. اگرچه برهم‌کنش‌های هوا-دریا که ENSO را تولید می‌کنند اساساً در داخل اقیانوس آرام استوایی متمرکز شده‌اند، اما تغییرات در همرفت استوایی در ارتباط با

نزولی و بادهای مداری متناوب و بی‌هنجاری‌های دما که توسط توازن باد گرمایی به هم مرتبط هستند، توصیف می‌شود (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ پهلوان و همکاران، ۲۰۲۱؛ اسوینی و همکاران، ۲۰۲۳). اگر چه دامنه باد مداری در تراز ارتفاعی کمتر از ۵۰ هکتوپاسکال به سرعت کاهش می‌یابد (مچ و فوگلیستالر، ۲۰۱۹)، با این وجود این موضوع تأیید شده که QBO بر وردسپهر تأثیر دارد. یک مسیر مهم از تأثیر QBO بر روی وردسپهر مناطق جنب استوایی از طریق مدوله‌سازی QBO از تاوه قطبی پوشن‌سپهری است (آنستی و شفر، ۲۰۱۴؛ لو و همکاران، ۲۰۲۰).

یکی دیگر از شاخص‌های مهم در اقلیم مناطق مجاور دریای مدیترانه، نوسان مدیترانه (MO) می‌باشد. اولین تعریف از نوسان مدیترانه آن را به صورت رفتار دوقطبی جو بین غرب و شرق دریای مدیترانه در نظر گرفته است (کنته و همکاران، ۱۹۸۹). این شاخص شدت دوقطبی را سنجش می‌کند که اساساً به صورت بی‌هنجاری‌های اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیلی ۵۰۰ هکتوپاسکال بین Algiers (۳۶/۴ شمالی و ۳/۱ شرقی) و Cairo (۳۰/۱ شمالی و ۳۱/۴ شرقی) است. یک تعریف جایگزین، شاخص MO را به صورت اختلاف در فشار تراز دریای نرمال شده (SLP) بین مرز شمالی تنگه جبل الطارق (۳۶/۱ شمالی و ۵/۳ غربی) و فرودگاه لود در فلسطین اشغالی (۳۲ درجه شمالی و ۳۴/۵ شرقی) در نظر می‌گیرد (پالوتیکوف، ۲۰۰۳). درون‌یابی داده‌ها از مرکز NCEP/NCER برای به دست آوردن مقادیر شاخص انجام می‌شود.

در مطالعات بارش منطقه‌ای، تأثیر الگوهای دورپیوند مانند NAO و MO در برخی دوره‌ها قوی و در برخی دوره‌ها ضعیف بوده است (حکم و همکاران، ۲۰۲۵). این نوسان زمانی در قدرت تأثیر این شاخص‌ها ممکن است ناشی از تعامل با سایر الگوها، اثرات منطقه‌ای و ناهمگنی وضعیت پس‌زمینه اقلیمی باشد. بنابراین شدت تأثیر شاخص‌های پیوند از دور بر اقلیم منطقه ایران نیز در دوره‌های زمانی مختلف می‌تواند متفاوت باشد.

داده‌های ماهانه از شاخص‌های SOI، NAO، EA-WR و QBO از پایگاه داده مرکز پیش‌بینی اقلیمی آمریکا

پدیده ENSO کل گردش‌های جوی جهانی را تحت تأثیر قرار می‌دهد (الکساندر و اسکات، ۲۰۰۲). وردایی بین‌سالی در ENSO به شدت وابسته به عدم تقارن گرمایی شرقی-غربی بر روی اقیانوس آرام استوایی و چرخه واکر مرتبط با آن است (تیمرمان و همکاران، ۲۰۱۸). علی‌رغم این که ENSO با عنوان یک نوسان اقلیمی واضح بین‌سالی شناخته می‌شود (دل ریو آمادور و همکاران، ۲۰۲۳)، دینامیک آن متشکل از گستره‌ای متنوع از سازوکارها می‌باشد که در چارچوب‌های زمانی که گستره آنها از هفته‌ها تا دهه‌ها است، با همدیگر برهم‌کنش دارند. تنوع الگوها، دامنه‌ها و مشخصه‌های تکامل زمانی این پدیده اقلیمی با عنوان پیچیدگی ENSO شناخته می‌شود (چن و همکاران، ۲۰۱۵). اُفت و خیزها و مدوله‌سازی‌های دهه‌ای از ENSO توسط محققان مختلف گزارش شده است (چن و همکاران، ۲۰۱۵؛ مک فادن و همکاران، ۲۰۲۰؛ نیستانی و همکاران، ۲۰۲۲) که شامل تغییرات در قدرت آن، توزیع غیریکنواخت از دو مرحله آن (النینو و لانینو)، و رخداد‌های النینو و لانینو چند لایه می‌باشد.

الگوی دورپیوند اطلس شرقی-روسیه غربی (EA-WR) یک الگوی پیشرو از بین مدهای وردشی کم‌بسامد بر روی منطقه شمال اطلس است. این الگو در مدت‌زمان همه ماه‌ها به استثنای دوره زمانی ماه می تا ماه آگوست ظاهر می‌شود و ساختار مشابهی با NAO دارد. به‌خاطر این شباهت‌ها، الگوی EA-WR اغلب اوقات با عنوان الگوی NAO که اندکی به سمت جنوب انتقال یافته است، به اشتباه به کار برده می‌شود (والاس و گوتزلر، ۱۹۸۱؛ آندوور، ۲۰۱۳). با این وجود، مطالعات زیادی در رابطه با اثرات این شاخص بر روی اقلیم ایران انجام نشده است (قنقرمه و همکاران، ۲۰۱۵؛ ایران‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۵؛ فنایی و همکاران، ۱۳۹۸). نتایج مطالعه قنقرمه و همکاران (۲۰۱۵) نشان داد که این الگو تأثیری قابل توجهی بر دمای ایران دارد. همچنین مقصودی فلاح و همکاران (۱۳۹۵) نشان دادند که این الگوی دورپیوند بر آب‌وهوای خاورمیانه و به‌ویژه بر ایران تأثیر قابل توجهی دارد. نوسان شبه‌دوسالانه (QBO) مُد اصلی وردش در پوشن‌سپهر تحتانی در منطقه استوایی می‌باشد. این نوسان توسط مناطق

(CPC) استخراج شده‌اند که از پورتا <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices> قابل دریافت می‌باشند. همچنین داده‌ها برای شاخص MO از واحد تحقیقات اقلیمی دانشگاه ایست‌آنگلیا استخراج شده است (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/moi/>).

۲-۲. شیوه پژوهش

روش‌های مبتنی بر پالایش رقمی به منظور استخراج اطلاعات از سیگنال‌های پیچیده اقلیمی به کار می‌روند (رایموند و گارد، ۱۹۹۱). طراحی این پالایه‌ها هم در حوزه زمان و هم در حوزه بسامد می‌تواند انجام شود (لین و فورست، ۱۹۹۴؛ نیستانی، ۱۴۰۱) که در این تحقیق طراحی و اعمال پالایه‌ها با استفاده از نرم‌افزار متلب در حوزه زمان انجام شده است. پالایه‌های رقمی می‌توانند به صورت بالاگذر، نوارگذر و پایین‌گذر اعمال شوند که به ترتیب برای جداسازی نوسان‌های بالابسامد، نوار بسامد دلخواه و کم‌بسامد در داده‌های زمانی استفاده می‌شوند. با طراحی یک پالایه رقمی بهینه، سیگنال پالایش شده مرتبط با هر نوار بسامدی خاص بدون اختلاط بسامدی از مؤلفه‌های دیگر قابل جداسازی و مطالعه می‌باشد. در نتیجه در مطالعات مرتبط با هواشناسی برای جداسازی وردش‌های هدف از طیف کلی، از روش اعمال پالایه‌ها به‌طور گسترده استفاده می‌شود (مون و همکاران، ۲۰۱۸؛ لی و همکاران، ۲۰۲۰). در تحقیق حاضر، پالایه به‌صورت نوارگذر و پایین‌گذر بر داده‌های ماهانه مرتبط با شاخص‌های دورپیوند اعمال شده است و نوارهای بسامدی جداشده به‌ترتیب عبارت‌اند از: ۵-۲ ماه (band-1)، ۱۰-۵ ماه (band-2)، ۱۴-۱۰ ماه (band-3)، ۱۴ ماه تا ۳ سال (band-4)، ۷-۳ سال (band-5)، و بزرگ‌تر از ۷ سال (band-6). دوره آماری داده‌ها از ژانویه ۱۹۵۱ تا دسامبر ۲۰۲۲ به مدت ۷۲ سال بوده است که این دوره آماری برای استخراج نوسان‌های با دوره تناوب حداقل ۲ ماه تا حداکثر ۱۲ سال از داده‌های خام ماهانه می‌تواند مناسب باشد.

پس از تفکیک وردش‌ها در نوارهای بسامدی مختلف، سری‌های زمانی مرتبط با هر نوار در دوره آماری انتخاب شده

برای هر شاخص دورپیوند به‌دست آمد. همچنین میزان ارتباط خطی (در تأخیر زمانی صفر) در هر مقیاس خاص توسط ضریب همبستگی پیرسون (پریوالسکی، ۲۰۲۱) محاسبه شد. از آنجایی که ممکن است بین زمان پاسخ شاخص‌ها در هر مقیاس به عواملی که باعث وردش در شاخص‌ها می‌شوند اختلاف فاز زمانی (تأخیر یا تقدم) وجود داشته باشد و همچنین به دلیل این که با تحلیل داده‌های زمانی سروکار داریم، بنابراین ضرایب همبستگی بایستی در تأخیر و تقدم‌های زمانی دیگر نیز محاسبه شود (تابع همبستگی متقابل: پریوالسکی، ۲۰۲۱). در نتیجه برای وردش‌های هر جفت از شاخص‌ها در هر مقیاس زمانی انتخابی تابع همبستگی متقابل برای نمایش اختلاف فازهای زمانی بین مؤلفه‌های احتمالی مشترک و همچنین تغییرات ضریب همبستگی ترسیم و بررسی شده است.

به‌منظور سنجش میزان توان هر سیگنال متناظر با وردش‌ها در هر مقیاس زمانی خاص از چگالی طیف توان (Power spectral density) استفاده می‌شود (فون در هایدت و همکاران، ۲۰۲۱؛ آریتا-پاسترنا و همکاران، ۲۰۲۲). در این تحقیق تحلیل طیف توان برای هر سیگنال با استفاده از نرم‌افزار متلب انجام شده و سپس میزان توان هر مقیاس زمانی نسبت به توان کلی هر سیگنال دورپیوند، محاسبه شده است. بنابراین اگر توان کلی (وردایی) هر سیگنال ۱۰۰٪ در نظر گرفته شود، توان هر مقیاس زمانی در بازه صفر تا ۱۰۰ متغیر خواهد بود. در این حالت توان بالاتر در یک مقیاس زمانی نشانگر تأثیر بیشتر آن مقیاس زمانی در وردایی کلی سیگنال دورپیوند مورد بررسی خواهد بود. به عبارت دیگر مُدهای دارای بیشترین سهم (مُدهای ترجیحی) در وردایی هر کدام از سیگنال‌های دورپیوند آشکارسازی می‌شود.

۳. نتایج و بحث

نوسان‌ها در سری‌های زمانی ماهانه مرتبط با سیگنال‌های دورپیوند اقلیمی انتخاب شده برای این مطالعه در شکل ۱ به تصویر کشیده شده‌اند. همچنین ضرایب همبستگی هم‌زمان (بدون تأخیر زمانی) بین هر جفت از این سیگنال‌ها نیز در

می‌تواند باعث تغییرات نامنظم در همبستگی بین شاخص‌های دورپیوند مرتبط با آنها شود. بنابراین همبستگی به دست آمده بین این دو شاخص در شکل ۱ می‌تواند تحت شرایط خاص جوی افزایش یا کاهش یابد و نیاز به بررسی دقیق‌تر دارد.

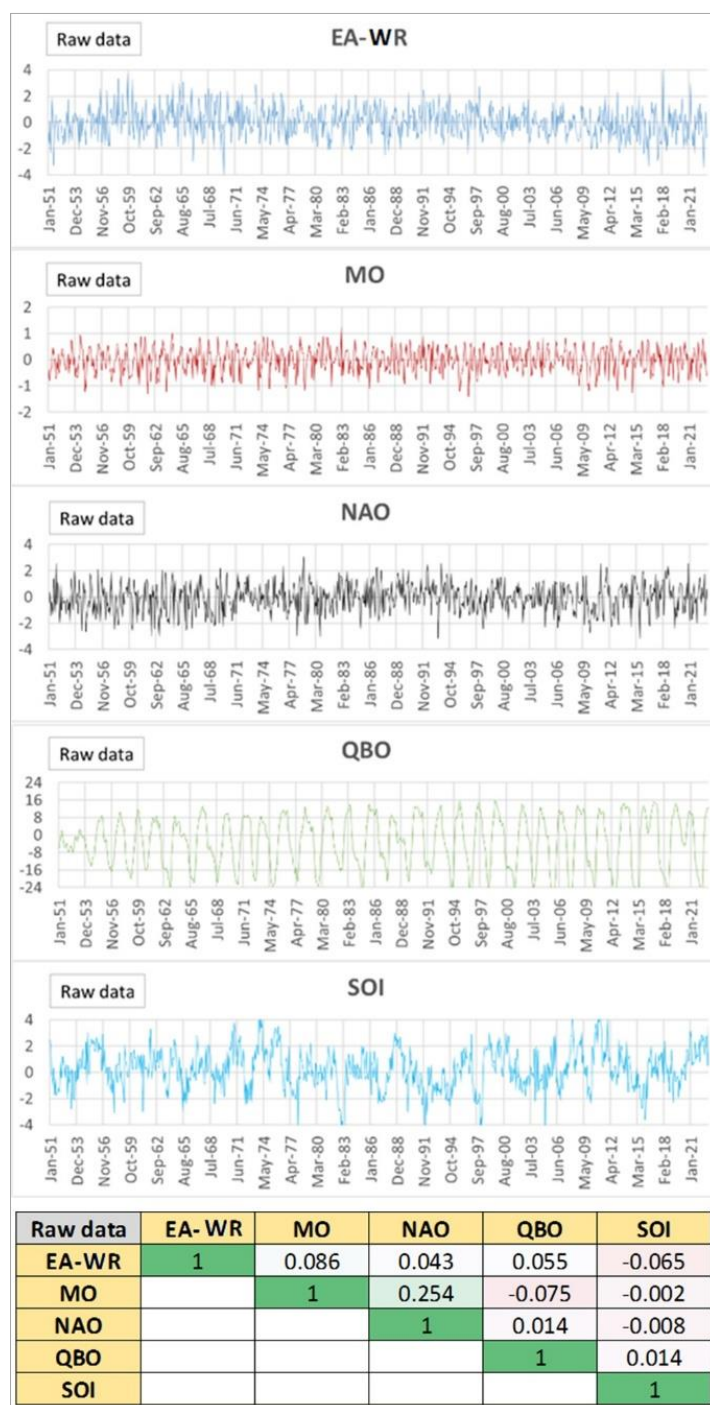
شکل ۲ تابع خودهمبستگی نمونه برای داده‌های خام ماهانه مربوط به هر کدام از شاخص‌های دورپیوند اقلیمی را به نمایش می‌گذارد. ضرایب خودهمبستگی تا تأخیر (و تقدم) زمانی ۴۸ ماه محاسبه و نشان داده شده است که مقادیر محاسبه شده اطلاعات زیادی را در مورد رفتار شاخص‌های دورپیوند آشکار می‌کند. برای سیگنال EA-WR، مقدار تابع خودهمبستگی در تأخیر زمانی یک ماهه به شدت کاهش یافته است که بیانگر حضور مؤلفه‌های تصادفی قوی (مخصوصاً از نوع بالاسامد) در این سیگنال است. ضرایب همبستگی در تأخیرهای زمانی دیگر کاملاً کوچک است که گویای عدم حضور مؤلفه تناوبی قوی در این سیگنال است. در مورد سیگنال MO، در تأخیر زمانی یک ماهه هنوز هم مقدار همبستگی قابل توجهی در تابع خودهمبستگی در سطح اطمینان آماری ۹۵٪ مشاهده می‌شود (حدود ۰/۴). این بدین معناست که مقدار این شاخص تا حدود زیادی از مقدار آن در ماه قبل تأثیر می‌پذیرد. همچنین الگوی نوسانی ایجاد شده بیانگر حضور یک مؤلفه تناوبی قابل توجه با دوره تناوب ۱۲ ماهه در داده‌های مرتبط با این شاخص است. با این حال، باید توجه داشت که این تناوب الزاماً به معنای وابستگی یا تأثیر متقابل نوسان‌ها نیست و ممکن است بازتابی از چرخه سالانه‌ی تغییرات فشار در حوزه مدیترانه باشد. رفتار تابع خودهمبستگی سیگنال NAO تا حدود زیادی مشابه با سیگنال EA-WR می‌باشد. تفاوت عمده در تأخیر زمانی یک ماه می‌باشد که مقدار تابع خودهمبستگی نسبت به سیگنال EA-WR مقدار بزرگ‌تری را نشان می‌دهد (۰/۲) برای NAO در مقابل ۰/۱ برای EA-WR). در مورد سیگنال QBO رفتار نوسانی به دلیل حضور یک مؤلفه تناوبی قدرتمند (با دوره تناوب ۲۷-۲۸ ماه) در داده‌ها کاملاً واضح است. همچنین تابع با شیب ملایمی در تأخیرهای زمانی مختلف کاهش (یا افزایش) می‌یابد. به طور نمونه تا تأخیر زمانی ۶ ماهه، هنوز هم اثرات ماه‌های قبل تا حدودی بر مقدار ضریب همبستگی

بخش پایین این شکل نشان داده شده‌اند. به طور کلی به استثنای شاخص QBO که رفتار چرخه‌ای نسبتاً منظمی را نشان می‌دهد، برای باقی شاخص‌ها نوسان‌های شدید و نسبتاً نامنظم در طول دوره آماری غالب هستند. در سیگنال SOI نیز به نظر می‌رسد که تا حدی تأثیر مؤلفه شبه‌تناوبی در داده‌ها وجود دارد که نوفه‌های نامنظم بالاسامد نیز رفتار این مؤلفه‌ها را مغشوش کرده‌اند. ضرایب همبستگی محاسبه‌شده در تأخیر زمانی صفر بیانگر آن است که تنها بین سیگنال‌های نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان مدیترانه (MO) ارتباط خطی نسبتاً قوی و معناداری در سطح اطمینان آماری ۹۵٪ مشاهده می‌شود (ضریب همبستگی $\sim 0/25$). اگرچه ضریب همبستگی در تأخیر زمانی صفر بین شاخص‌های EA-WR و MO در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است، با این وجود مقدار آن بسیار پایین بوده است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که به جز ارتباط معنادار بین سیگنال‌های NAO و MO، بین سایر شاخص‌ها (با در نظر گرفتن تمامی ورودش‌ها) همبستگی قابل توجهی (در تأخیر زمانی صفر) وجود ندارد. مطالعات پیشین نیز نشان داده‌اند که برخی شاخص‌های دورپیوند، به‌ویژه QBO، دارای رفتار تقریباً دوره‌ای و نسبتاً منظم هستند، زیرا برهم کنش امواج استوایی با جریان میانگین در استراتوسفر موجب انتقال تکانه و در نتیجه وارونگی تناوبی بادهای شرقی و غربی می‌شود (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱). با این حال، اختلالات موقتی در این نظم نیز گزارش شده‌اند که موجب تغییر فاز یا کاهش وضوح دوره‌ای QBO می‌شوند (آنستی و همکاران، ۲۰۲۱). چنین تغییرات دوره‌ای و ناپایداری‌های موقتی در سری زمانی شاخص QBO در شکل ۱ نیز مشاهده شد.

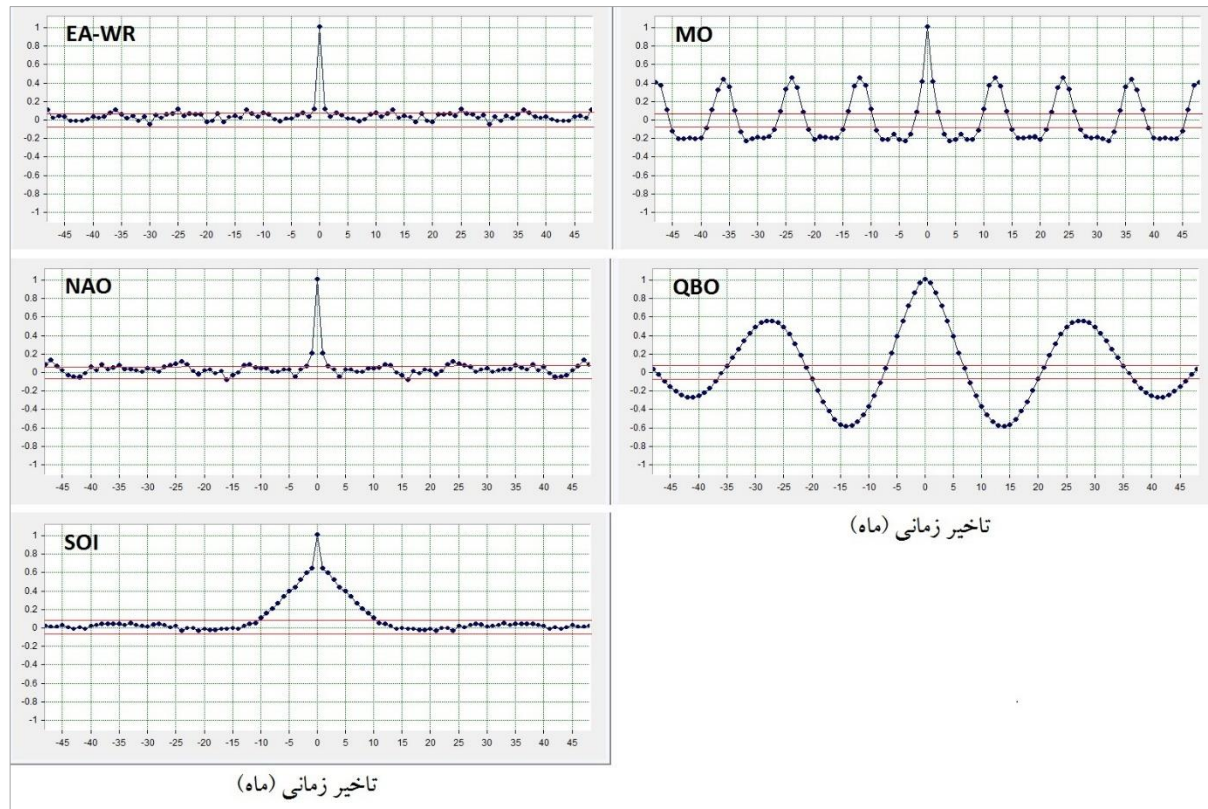
در مقابل، شاخص‌هایی مانند NAO، MO، EA-WR و SOI (مرتبط با پدیده ENSO) دارای رفتار نوسانی ترکیبی هستند (یعنی ترکیبی از مؤلفه‌های تناوبی با دوره‌های مختلف و نویز اقلیمی) به طوری که طیف توان در آنها معمولاً عریض است و نوسان‌های غالب ممکن است در فواصل زمانی مختلفی ظاهر شوند (فلدستین، ۲۰۰۰). علاوه بر این، مزینا و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند که اثر ENSO بر NAO ممکن است وابسته به فاز ENSO و شرایط پس‌زمینه جوی باشد، و این امر

تأخیرهای زمانی بعدی با شیب ملایم کاهش یافته به طوری که تا تأخیر هشت ماهه مقدار تابع خودهمبستگی به $0/2$ می‌رسد. به عبارت دیگر اثرات ماه‌های قبل در این سیگنال تا چندین ماه حفظ شده و مؤلفه‌های کم‌بسامد در این شاخص قوی‌تر هستند.

حفظ شده است (مقدار آن از حدود ۱ در تأخیر زمانی یک ماهه به $0/2$ در تأخیر زمانی شش ماهه رسیده است). سیگنال SOI نیز تابع خودهمبستگی منحصر به فردی را دارا می‌باشد. در این تابع، در تأخیر زمانی یک ماهه مقدار ضریب همبستگی به سرعت کاهش می‌یابد (به حدود $0/6$). سپس در



شکل ۱. سری‌های زمانی داده‌های میانگین ماهانه مرتبط با سیگنال‌های دورپیوند اقلیمی (داده‌های خام: پالایش نشده) و همچنین ضرایب همبستگی بین هر جفت از آنها در بازه زمانی ۱۹۵۱-۲۰۲۲.



شکل ۲. تابع خودهمبستگی نمونه برای هر کدام از شاخص‌های دورپیوند انتخاب شده در تأخیر و تقدم‌های زمانی صفر تا ۴۸ ماه. در اینجا حدود اطمینان ۹۵٪ برای معناداری ضریب همبستگی با خطوط قرمز رنگ در هر شکل نشان داده شده‌اند.

پیرامونی است (لیونلو، ۲۰۱۲).

با اعمال پالایه رقی نوارگذر و پایین‌گذر مناسب به داده‌های خام مرتبط با سیگنال‌های دورپیوند، تمامی نوسان‌های موجود در این سیگنال‌ها و شدت آنها به‌طور مجزا استخراج شده است. این پالایه‌ها برای band-1 تا band-5 به‌صورت نوارگذر و برای band-6 به‌صورت پایین‌گذر طراحی شده‌اند. با اعمال این پالایه‌ها مؤلفه‌های مختلف تصادفی و مؤلفه‌های محتمل شبه‌تناوبی از داده‌های خام به‌دست آمد. بنابراین با تجزیه سیگنال به مؤلفه‌های سازنده، نوسان‌ها با بسامدهای مشابه در سیگنال‌ها قابل ردیابی و مقایسه می‌باشند.

در شکل ۳ سیگنال مرتبط با مؤلفه‌های بسامدی درون‌سالانه (۵-۲ ماه و ۵-۱۰ ماه) که به‌ترتیب با band-1 و band-2 نمایش داده شده‌اند، برای همه شاخص‌های دورپیوند انتخابی به تصویر کشیده شده‌اند. به‌طور کلی سیگنال‌های نمایش داده شده بیانگر ساختار و توان نوسان‌های بالابسامد شامل در سری‌های زمانی ماهانه هستند. نوسان‌های ۲-۵ ماه تا اندازه‌ای نسبت به نوسان‌های ۵-۱۰ ماه شدت بیشتری را در همه

الگوهای مشاهده شده در تابع خودهمبستگی شاخص‌های دورپیوند نشان می‌دهد که پایداری یا آشوب زمانی در هر شاخص ویژگی خاص خود را دارد، که با نتایج مطالعات گذشته نیز مطابقت دارد. به‌طور خاص، رفتار نوسانی منظم QBO و کاهش تدریجی خودهمبستگی در تأخیرهای زمانی بزرگ‌تر، بازتابی از پایداری دینامیکی نوسان‌های پوش‌سپهری ناشی از برهم‌کنش امواج استوایی و جریان میانگین است (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ آنستی و همکاران، ۲۰۲۱). در مقابل، اُفت سریع ضرایب خودهمبستگی در شاخص‌های EA-WR و NAO نشان‌دهنده نقش غالب آشوب جوی، تداخل امواج سیاره‌ای و بی‌نظمی‌های زمانی ناشی از برهم‌کنش با جریان‌های جت در عرض‌های میانی است که توسط محققین دیگر نیز تأیید شده است (به‌طور نمونه: وولینگز و همکاران، ۲۰۱۰؛ ریویر و دروآرد، ۲۰۱۵). همچنین رفتار نوسانی نسبتاً منظم سالانه در شاخص MO احتمالاً ناشی از نوسان‌های شبه‌فصلی فشار در حوزه مدیترانه و تبادل جرم بین سامانه‌های پُرفشار و کم‌فشار

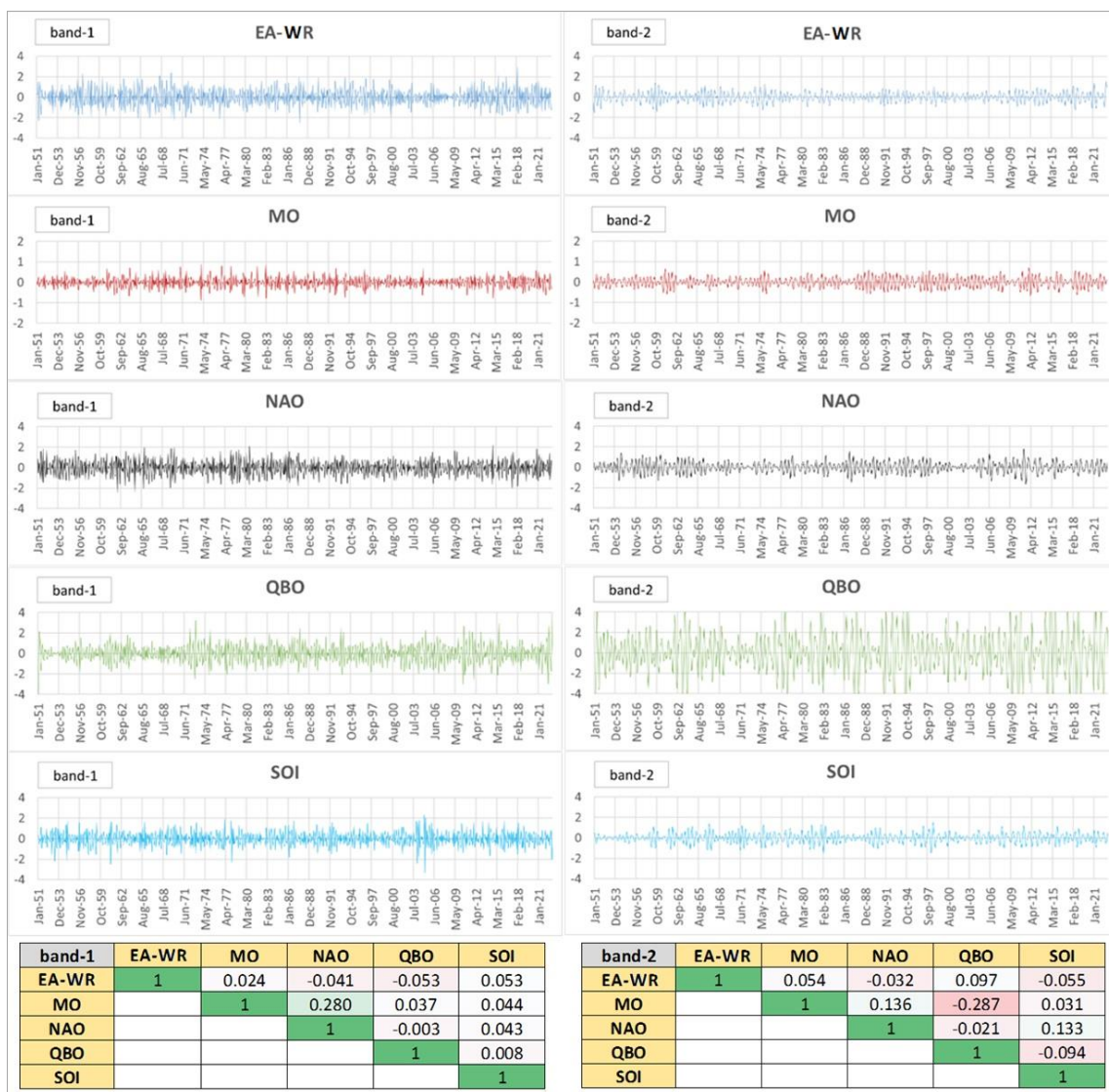
سیگنال‌های پالایش شده اقلیمی به استثنای سیگنال QBO نشان می‌دهند. بنابراین میزان اثرپذیریِ وردایی در سیگنال‌های خام داده‌های ماهانه EA-WR، MO، NAO و SOI ناشی از مؤلفه‌های (تصادفی) با نوسان ۲-۵ ماهه نسبت به مؤلفه‌های ۵-۱۰ ماهه بیشتر است. با این وجود، سیگنال خام QBO در شکل ۱ تأثیرپذیری بیشتری از وردش‌های مؤلفه‌های ۵-۱۰ ماهه دارد، به‌طوری که دامنه نوسان‌ها در این مؤلفه‌ها حتی تا دو برابر دامنه نوسان‌ها در مؤلفه‌های ۲-۵ ماهه افزایش یافته است (شکل ۳).

در شاخص‌های دورپیوندی مانند EA-WR، MO و NAO که ماهیتاً تحت تأثیر فرایندهای جوی عرض میانی، جریان‌های جت و سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار منطقه‌ای هستند، می‌توان غلبه مؤلفه‌های با بسامد نسبتاً بالا (دوره‌ی ۲ تا ۵ ماهه) را به تغییرات سریع‌تر در الگوهای فشار و جریان‌های مداری نسبت داد. این امر نشان می‌دهد که این شاخص‌ها بیش از آن که تحت تأثیر مؤلفه‌های بلندمدت‌تر (۵ تا ۱۰ ماهه) باشند، از فرایندهای میان‌فصلی و شبه‌فصلی متأثر هستند. بنابراین، شدت بیشتر نوسان‌های ۲-۵ ماهه نسبت به ۵-۱۰ ماهه در این شاخص‌ها از دیدگاه فیزیکی منطقی است. در مقابل، شاخص QBO که با فرایندهای پوش‌سپهری استوایی مرتبط است و ذاتاً دارای دوره تناوبی بلندتر است، عمدتاً تحت تأثیر مؤلفه‌های با بسامد کمتر (دوره تناوب ۵ تا ۱۰ ماهه یا بیشتر) قرار دارد؛ از این‌رو، شدت نوسان‌های آن در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر به‌طور محسوسی کمتر است.

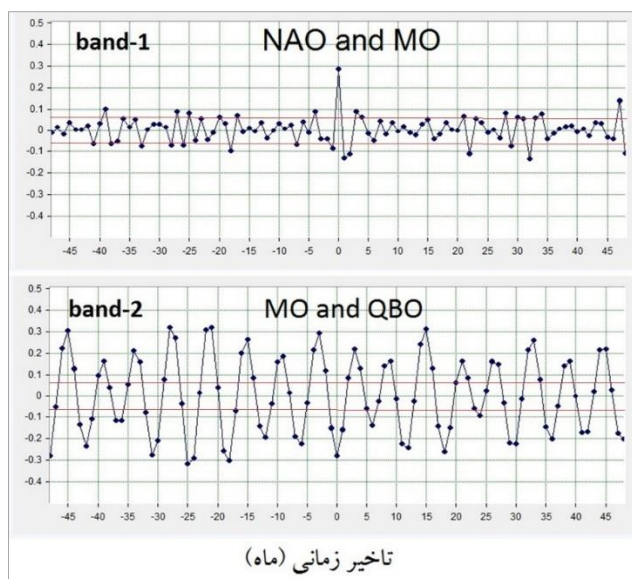
با بررسی ضرایب همبستگی در شکل ۳ مشاهده می‌شود که ضریب همبستگی (در تأخیر زمانی صفر) بین وردش‌ها در band-1 از سیگنال NAO و MO نسبت به داده‌های خام ماهانه در حدود ۱۰٪ افزایش یافته است (۰/۲۸). با این وجود، مقدار ضریب همبستگی بین شاخص‌های دیگر اقلیمی در این نوار بسامدی همچنان ناچیز است. در band-2، ضریب همبستگی منفی و با اهمیتی (در سطح اطمینان آماری ۹۵٪) بین

سیگنال‌های MO و QBO آشکارسازی شد (۰/۲۸۷-). تابع همبستگی متقابل بین سیگنال‌های NAO و MO در band-1 و MO و QBO در band-2 در شکل ۴ نشان داده شده است. بررسی ضریب همبستگی در band-2 بین MO و QBO در تأخیرهای زمانی دیگر نشان می‌دهد که مقدار آن در تأخیر سه ماهه مثبت می‌شود و در تأخیر شش ماهه منفی می‌شود و دوباره در تأخیر نه ماهه مثبت شده و در تأخیر دوازده ماهه مقدار منفی را نتیجه خواهد داد. بنابراین یک مؤلفه مشترک با دوره تناوب تقریباً ۶ ماهه بین این دو سیگنال وجود دارد که در این حالت گستره تغییرات ضریب همبستگی بین این دو سیگنال در گستره ۰/۳ تا ۰/۳+ در تأخیرهای زمانی مختلف تغییر می‌کند. ضریب همبستگی بین سیگنال‌های NAO و MO در band-1 (دوره ۲-۵ ماهه) در تأخیر زمانی صفر بیشینه و مثبت (۰/۲۸۸) است، اما در تأخیرهای دیگر به‌سرعت کاهش یافته و تقریباً به صفر می‌رسد. این الگو نشان می‌دهد که در بازه‌ی بسامدی ۲-۵ ماهه دوره‌هایی از هم‌فازی موقت بین نوسان‌های کوتاه‌مدت NAO و MO وجود دارد که موجب همبستگی هم‌زمان می‌شود. به عبارت دیگر نوسان MO از نوسان NAO می‌تواند تأثیرپذیری داشته باشد. با این حال، این نتیجه می‌تواند پیامد تأثیر یک عامل سوم همدیدی یا یک هم‌رفتاری منطقه‌ای موقت باشد و لزوماً به معنای علیت مستقیم NAO با MO نیست.

ضریب همبستگی بین سیگنال‌های NAO و MO در band-1 در تأخیر زمانی صفر مثبت و بیشینه بوده (۰/۲۸) و در تأخیرهای دیگر ناگهان کاهش می‌یابد و به حدود صفر می‌رسد. این رفتار نتیجه‌ای از حضور وردش‌های تصادفی هم‌فاز در این دو شاخص برای مقیاس‌های زمانی ۲-۵ ماهه است. به عبارت دیگر می‌توان نتیجه گرفت که نوسان‌های تصادفی با بسامد بالا در شاخص NAO می‌توانند به‌طور هم‌زمان بر شاخص MO هم تأثیر می‌گذارند.



شکل ۳. مشابه شکل ۱، اما برای داده‌های پالایش شده توسط پالایه رقمی در band-1 (۲-۵ ماه، سمت چپ) و band-2 (۵-۱۰ ماه، سمت راست).



شکل ۴. تابع همبستگی متقابل بین شاخص‌های NAO-MO و MO-QBO در تأخیر و تقدم‌های زمانی صفر تا ۴۸ ماه در band-1 (۲-۵ ماه) و band-2 (۵-۱۰ ماه). در اینجا حدود اطمینان ۹۵٪ برای معناداری ضریب همبستگی با خطوط قرمز رنگ در هر شکل نشان داده شده‌اند.

در شکل ۵ ورودش‌ها در سری‌های زمانی متناظر با مؤلفه‌های بسامدی با دوره تناوب سالانه و همچنین دوره تناوب بین‌سالی ۱۴ ماه تا ۳ سال (به ترتیب: band-3 و band-4) برای همه سیگنال‌های دورپیوند به تصویر کشیده شده‌اند. در حقیقت در این شکل نوسان‌های موجود در شاخص‌های اقلیمی ماهانه با بسامدهای میانه نشان داده شده‌اند. در band-3 (دوره تناوب ۱۴-۱۰ ماه) ورودش‌های با دامنه قابل توجه فقط برای سیگنال QBO مشاهده می‌شود و سیگنال MO نیز نوسان‌هایی نسبتاً منظم با دوره تناوب سالانه را نشان می‌دهد. این رفتار به‌طور عمده ناشی از فرایندهای استراتوسفری در QBO است که به دلیل برهم‌کنش امواج استوایی با جریان‌های میانگین در پوش سپهر استوایی، نوسان‌های با دامنه بیشتر در ورودش‌های سالانه و بیش از یک سال نمایان می‌شود. همچنین، نوسان‌های نسبتاً منظم MO به دلیل فرایندهای فشار سطحی در منطقه مدیترانه و تأثیرات منظم در تغییرات فصلی در این منطقه مشاهده می‌شود.

بیشترین ارتباط خطی بین هر جفت از شاخص‌ها در نوار بسامدی سالانه آشکارسازی شد (ضرایب همبستگی مثبت و منفی بزرگ‌تر). به عبارت دیگر بیشترین ضریب همبستگی (در تأخیر زمانی صفر) بین سیگنال‌های EA-WR و NAO (۰/۵۶۴)، سیگنال‌های NAO و MO (۰/۴۳۲)، سیگنال‌های MO و QBO (۰/۳۸۷-)، و بین سیگنال‌های EA-WR و MO (۰/۲۸۹) در band-3 (ورودش‌های سالانه) وجود دارد. دلیل احتمالی بزرگ‌تر بودن ضریب همبستگی بین شاخص‌های دورپیوند در نوار بسامدی مرتبط با ورودش‌های تقریباً یک‌ساله می‌تواند ناشی از هم‌پوشانی اثرات مشابه فرایندهای جوی در مقیاس سالانه و نوسان‌های فشار سطحی باشد. این فرایندها باعث ایجاد همبستگی قوی‌تر در الگوهای جوی سالانه و اثرات مشترک بر شاخص‌های اقلیمی می‌شوند.

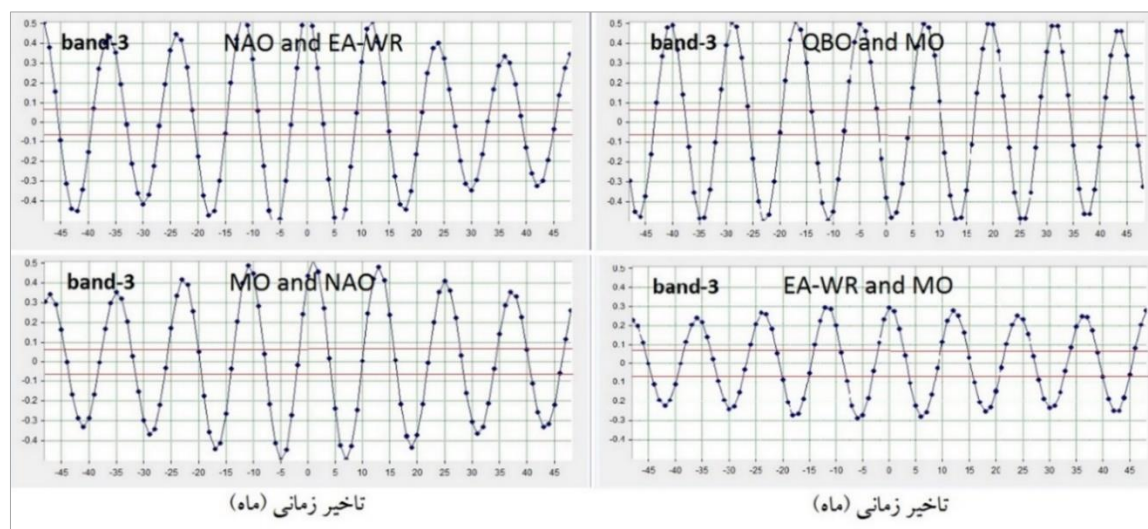
در نوار بسامدی ۱۴ ماه تا ۳ سال (band-4) در شکل ۵، سیگنال QBO ورودش‌های شبه‌تناوبی برجسته‌ای را با یک دوره تناوب تقریباً ثابت و با دامنه متغیر نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود دامنه این نوسان‌ها نسبت به نوسان‌های موجود در نوارهای بسامدی دیگر (شکل‌های ۳،

۵ و ۸) بسیار قابل ملاحظه است که این امر نشانگر مد غالب تغییرات در این شاخص است. شدت نوسان‌های سیگنال SOI در این نوار بسامدی نسبت به نوار بسامدی سالانه (band-3) افزایش و برای سیگنال MO کاهش یافته است. بیشترین ضریب همبستگی مثبت در این نوار بسامدی بین EA-WR و QBO مشاهده می‌شود (در تأخیر صفر: ۰/۲۸۶+). دلیل احتمالی همبستگی بالاتر بین شاخص EA-WR و QBO در این نوار بسامدی، نقش تأثیرگذار مد اصلی QBO بر تغییرات جریان‌های جوی در پوش سپهر است که این تغییرات می‌تواند به‌طور غیرمستقیم بر الگوهای فشار و نوسان‌های EA-WR در مقیاس زمانی مشابه تا حدودی تأثیر بگذارد. همچنین ضریب همبستگی مثبت مشاهده شده بین NAO و MO علی‌رغم کوچک بودن دامنه نوسان‌ها در این مقیاس نسبتاً قابل توجه و از لحاظ آماری معنادار است.

تحلیل تابع همبستگی متقابل در شکل ۶ برای band-3 نشان می‌دهد که مقدار ضریب همبستگی بین سیگنال‌های NAO و EA-WR در تأخیر زمانی صفر بیشینه بوده و در تأخیر زمانی شش ماهه به بیشینه مقدار منفی می‌رسد. بنابراین علی‌رغم کوچک بودن دامنه نوسان‌ها برای این دو شاخص (شکل ۵، band-3)، ورودش‌های تقریباً هم‌فاز با دوره تناوب سالانه در هر دو شاخص حضور دارند. در شکل ۶ ضریب همبستگی بین سیگنال‌های MO و NAO با اختلاف فاز یک ماهه بیشینه می‌شود (در تأخیر زمانی یک ماهه: ضریب همبستگی حدوداً ۰/۵) و در اینجا هم اثرات نوسان‌های مشترک ۱۲ ماهه کاملاً در تابع همبستگی متقابل مرتبط با این دو سیگنال مشهود است. در مورد ورودش‌های سالانه در سیگنال‌های QBO و MO، اختلاف فاز ۱۱ ماهه بین رفتار تناوبی سیگنال‌ها در این شکل مشاهده می‌شود (به بیان دیگر: همبستگی منفی بیشینه در تأخیر زمانی یک ماهه در تابع همبستگی متقابل: ۰/۴۸-). رفتار تابع همبستگی متقابل مرتبط با سیگنال‌های EA-WR و MO مشابه با رفتار بین سیگنال‌های NAO و EA-WR در نوار بسامدی سالانه است، اما مقدار ضریب همبستگی بیشینه در این حالت کاهش یافته است (ارتباط خطی ضعیف‌تر، بیشینه ضریب همبستگی: ۰/۳).



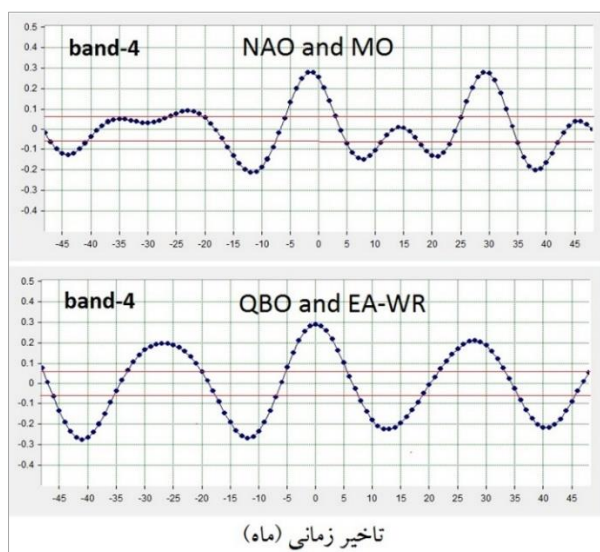
شکل ۵. مشابه شکل ۱، اما برای داده‌های پالایش شده توسط پالایه رقمی در band-3 (۱۰-۱۴ ماه، سمت چپ) و band-4 (۱۴-۳۶ ماه، سمت راست).



شکل ۶. تابع همبستگی متقابل بین شاخص‌های مختلف در تأخیر و تقدم‌های زمانی صفر تا ۴۸ ماه در band-3 (۱۰-۱۴ ماه). در اینجا حدود اطمینان ۹۵٪ برای معناداری ضریب همبستگی با خطوط قرمز رنگ در هر شکل نشان داده شده‌اند.

تابع همبستگی متقابل بین وردش‌های بین‌سالی در band-4 بین سیگنال‌های NAO-MO و QBO_EA-WR در شکل ۷ ترسیم شده است. بیشترین ارتباط خطی بین NAO و MO با اختلاف فاز زمانی ۱-۲ ماه رخ می‌دهد (ضریب همبستگی: حدود ۰/۳) و مؤلفه‌ای با دوره تناوب حدوداً ۳۰ ماه در هر دو سیگنال در band-4 غالب است. همچنین سیگنال‌های QBO و EA-WR در این نوار بسامدی رفتار نوسانی هم‌فاز را نشان می‌دهند (به بیان دیگر: بیشترین ضریب همبستگی متقابل در تأخیر زمانی صفر و برابر با ۰/۳) که اثرات دوره تناوب ۲۸ ماهه نیز در هر دو سیگنال مشاهده می‌شود (فاصله بین دو بیشینه در نمودار بین تأخیر صفر تا تأخیر ۲۸). دلیل فیزیکی این نوسان‌های هم‌فاز و همبستگی‌های مشاهده‌شده در نمودار تابع همبستگی متقابل برای NAO-MO و QBO_EA-WR در این نوار بسامدی، می‌تواند ناشی از برهم‌کنش‌های دینامیکی مشابه در مقیاس زمانی مشابه باشد. به‌ویژه، نوسان‌های مشابه با دوره تناوب حدود ۲۸ ماهه در هر دو سیگنال QBO و EA-WR نشان‌دهنده تأثیرات مشترک سامانه‌های فشار و جریان‌های جوی در عرض‌های میانه و همچنین فرایندهای رخ داده در پوش‌سپهر استوایی است که به‌طور هم‌زمان بر این شاخص‌ها تأثیر می‌گذارند. وردش‌های بلندمدت (کم‌بسامد) در داده‌های دورپیوند اقلیمی در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. در این شکل دامنه

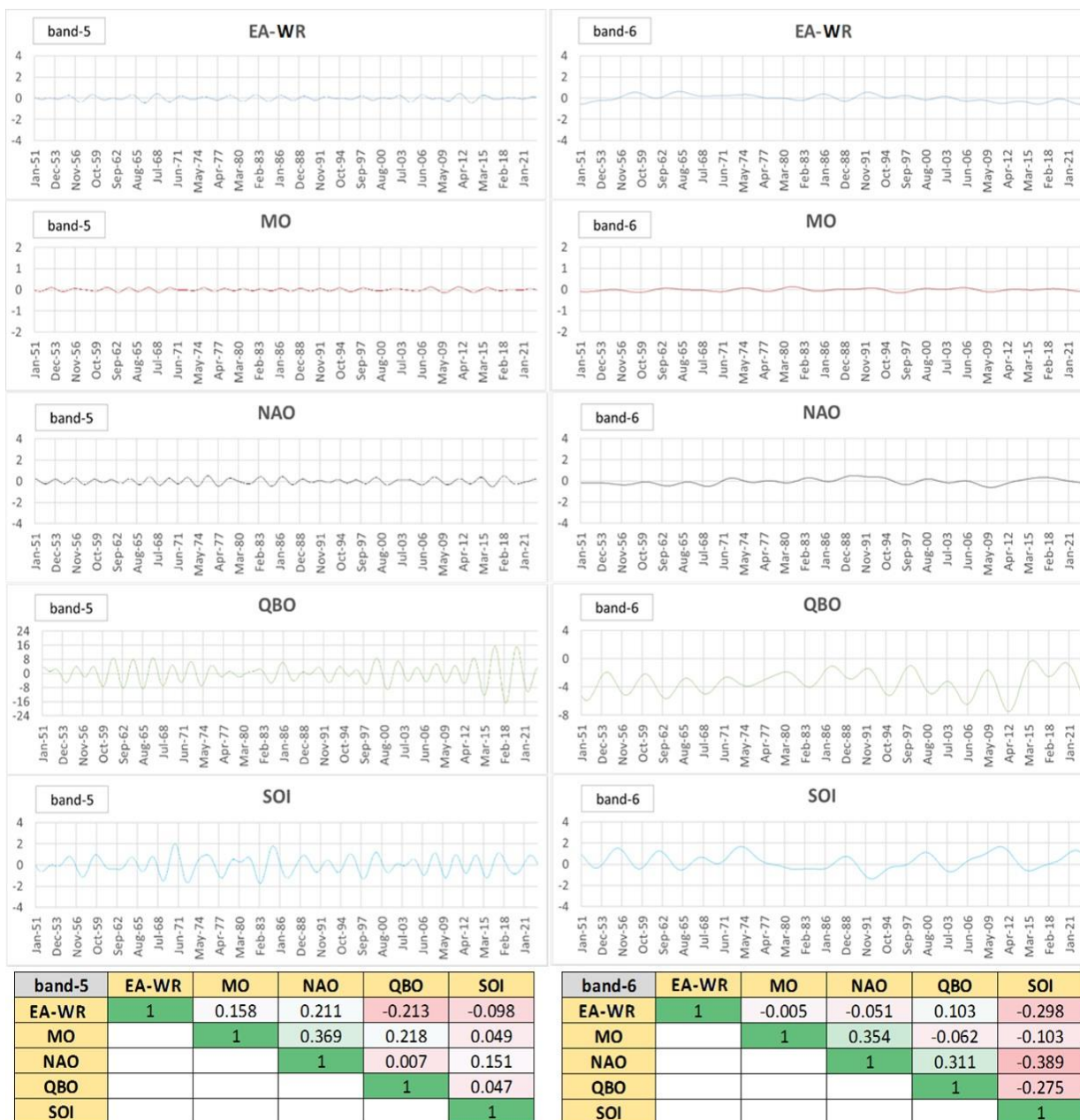
نوسان‌های متناظر با نوار بسامدی ۳ تا ۷ سال (band-5) و همچنین بیشتر از ۷ سال (band-6) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در band-5، نوسان‌های بین‌سالی در سیگنال‌های QBO و SOI تأثیر گذارتر می‌باشد (دامنه بیشتر) و برای باقی سیگنال‌ها وردش‌های بلندمدت از دامنه بسیار ناچیزی برخوردار هستند. در نوار بسامدی ۳ تا ۷ سال، وردش‌های شامل در سیگنال‌های NAO و MO بیشترین مقدار ضریب همبستگی مثبت را با یکدیگر نشان می‌دهند (تقریباً ۰/۳۷)، اما دامنه وردش‌ها در هر دو سیگنال در این مقیاس زمانی ناچیز بوده و در نتیجه تأثیر کمی بر رفتار کلی این شاخص‌های دورپیوند دارند. در مقیاس زمانی بزرگ‌تر از ۷ سال، ارتباط خطی معنادار بین رفتار وردش‌های شامل در سیگنال‌ها بین تعداد شاخص‌های بیشتری آشکارسازی شد. در این مقیاس همبستگی بین MO و QBO، و همچنین NAO و QBO بیشترین مقدار مثبت ممکن را در بین شاخص‌های دیگر دارد (به ترتیب: ۰/۳۵۴ و ۰/۳۱۱). همچنین این مؤلفه از شاخص SOI همبستگی منفی با اهمیتی را با مؤلفه متناظر در همه شاخص‌های دیگر به استثنای شاخص MO در این نوار بسامدی به نمایش می‌گذارد (بیشترین بین NAO و SOI: -۰/۳۸۹). بنابراین، می‌توان استدلال کرد که رفتار وردش‌های موجود در شاخص SOI در این مقیاس زمانی تا حدی در سایر شاخص‌ها در همان مقیاس زمانی قابل آشکارسازی است.



شکل ۷. تابع همبستگی متقابل بین شاخص‌های NAO-MO، و QBO_EA-WR در تأخیر و تقدم‌های زمانی صفر تا ۴۸ ماه در band-4 (۳۶-۱۴ ماه). در اینجا حدود اطمینان ۹۵٪ برای معناداری ضریب همبستگی با خطوط قرمز رنگ در هر شکل نشان داده شده‌اند.

آمار، داده‌های با دوره تناوب بزرگ‌تر معمولاً نوسان‌های (تصادفی) کمتری در مقایسه با داده‌های با دوره تناوب کوتاه‌مدت دارند و این باعث کاهش اثرات تصادفی و نوفه شده که منجر به تقویت روابط خطی و همبستگی‌های معنادار در مقیاس‌های زمانی طولانی‌تر می‌شود.

از دیدگاه فیزیکی، همبستگی‌های بالاتر مشاهده شده برای مؤلفه‌های بسامدی با دوره تناوب بزرگ‌تر (مانند: band-6) ممکن است ناشی از تعاملات بلندمدت و تأثیرات هم‌زمان فرایندهای جوی در مقیاس‌های زمانی طولانی‌تر باشد که می‌توانند به‌طور مشترک بر چندین شاخص دورپیوند تأثیر بگذارند. از دیدگاه

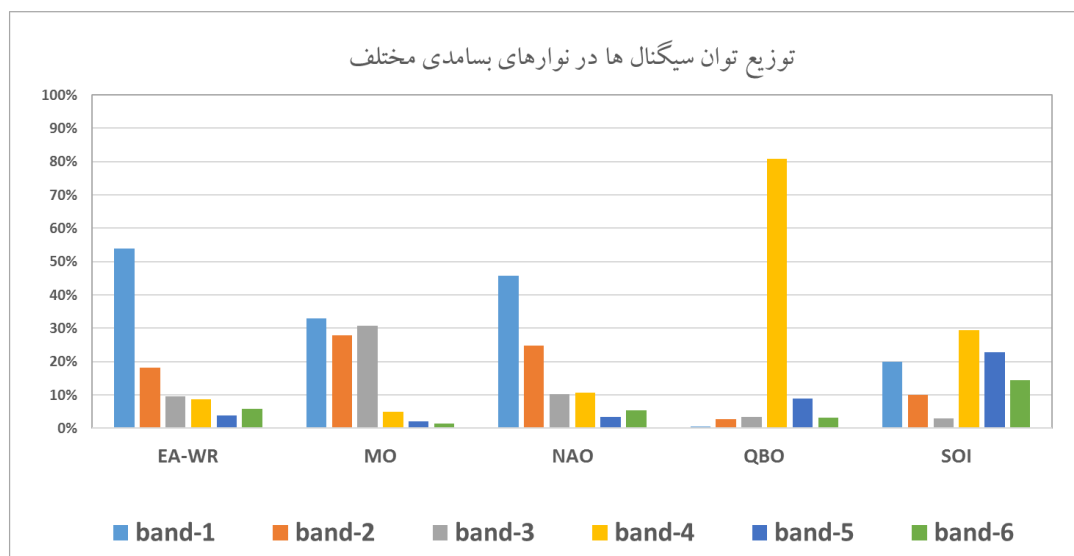


شکل ۸. مشابه شکل ۱، اما برای داده‌های پالایش شده توسط پالایه رقمی در band-5 (۳-۷ سال) و band-6 (بیشتر از ۷ سال).

شاخص‌های EA-WR و NAO مشاهده می‌شود (به ترتیب: ۵۲٪ و ۴۷٪ از کل وردش‌ها در این سیگنال‌ها). همچنین، توان وردش‌های ۲-۵ ماهه در سیگنال QBO نسبت به دیگر وردش‌های شامل در این سیگنال تقریباً ناچیز است. در نوار بسامدی ۵-۱۰ ماهه، سیگنال‌های MO و NAO بیشترین توان را در مقایسه با سایر سیگنال‌ها دارند و قوی‌ترین سیگنال با وردش سالانه (۱۰-۱۴ ماه) مربوط به MO است. در نوار بسامدی ۳۶-۱۴ ماه، سیگنال QBO با دوره تناوب غالب ۲۸ ماهه دارای درصد توان قابل توجهی است و حدود ۸۰٪ از کل وردش‌ها را شامل می‌شود. همچنین، سیگنال SOI نیز نوسان‌های قابل توجهی در این نوار بسامدی دارد (band-4: حدود ۳۰٪ از کل توان در این نوار بسامدی). برای SOI وردش‌های بین‌سالی با دوره تناوب‌های ۳-۷ سال نسبت به سایر سیگنال‌ها بیشترین توان را دارد (۲۲٪ از توان کلی). نکته قابل توجه در مورد سیگنال SOI، توان قابل توجه برای وردش‌های با دوره تناوب بزرگ‌تر از ۷ سال است که حدود ۱۵٪ از توان کلی این سیگنال را در برمی‌گیرد. به‌طور کلی، SOI به استثنای وردش‌های سالانه (band-3)، در بقیه گستره‌های بسامدی می‌تواند تأثیرات قابل توجهی بر وردش‌های کمیت‌های اقلیمی داشته باشد، زیرا توزیع توان قابل ملاحظه‌ای برای این سیگنال در این نوارهای بسامدی وجود دارد.

نوسان‌های غالب در band-6 برای سیگنال‌های SOI و EA-WR تا کاملاً در فاز مخالف رخ می‌دهد (بیشینه ضریب همبستگی منفی در تأخیر زمانی صفر: ۰/۲۹۸-). برای سیگنال SOI و NAO و همچنین SOI و QBO علی‌رغم این‌که همچنان نوسان‌ها در فاز مخالف هستند، اما یک اختلاف فاز ۱۰-۵ ماهه (به شکل تقدم فاز) مشاهده شد (شکل‌های مربوط به تابع همبستگی متقابل برای این حالت نشان داده نشده است). بنابراین، همواره باید اختلاف فاز بین نوسان‌های مشابه در سیگنال‌های دورپیوند اقلیمی را با بررسی توابع همبستگی متقابل در تأخیرهای زمانی مختلف مد نظر قرار داد. برای تحلیل ارتباط این سیگنال‌ها، تنها محاسبه ضریب همبستگی در تأخیر زمانی صفر (یعنی همبستگی هم‌زمان) کافی نیست. همچنین توجه به این نکته ضروری است که جداسازی وردش‌های مرتبط با دوره تناوب‌های بزرگ‌تر از ۷ سال در (band-6) با روش پالایش رقمی به دلیل طول محدود داده‌های استفاده شده دارای بیشترین عدم قطعیت نسبت به وردش‌های موجود در مقیاس‌های زمانی دیگر برای شاخص‌های انتخابی است.

توزیع توان وردش‌ها در هر کدام از سیگنال‌های دورپیوند در نوارهای بسامدی مختلف در شکل ۹ به تصویر کشیده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین توان وردش‌های درون‌سالانه در نوار بسامدی ۲-۵ ماهه در



شکل ۹. مقایسه توزیع توان سیگنال‌های دورپیوند اقلیمی برای وردش‌ها در نوارهای بسامدی مختلف. در اینجا حداقل دوره تناوب آشکارسازی شده دو ماه است که مرتبط با بسامد ۰/۵ می‌باشد و در band-1 واقع شده است.

بررسی شد.

از آنجایی که این سیگنال‌ها از مهم‌ترین سیگنال‌های اثرگذار بر اقلیم منطقه ایران می‌باشند و ارتباط بین وردش‌های موجود در آنها و کمیت‌های هواشناسی به اثبات رسیده است، بنابراین پیش‌بینی رفتار این شاخص‌ها در برنامه‌ریزی‌های محیطی بسیار حائز اهمیت است. از این رو شناخت وردش‌های مؤثرتر در هر شاخص اقلیمی و بررسی ارتباط احتمالی بین هر جفت از آنها نیز در گام نخست بایستی مورد توجه قرار گیرد. دلیل اهمیت این موضوع این است که شاخص‌های دورپیوند ممکن است نوسان‌های مشترکی را در بعضی مقیاس‌های زمانی خاص داشته باشند که این نوسان‌ها می‌توانند اثر مشابهی را بر وردایی کمیت‌های هواشناسی مانند بارش، دما، فشار و غیره بر جای بگذارند. در نتیجه تأثیر خالص هر شاخص دورپیوند مجزا مستقل از شاخص‌های دیگر، با حذف نوسان‌های احتمالی مشترک در شاخص‌ها بر این کمیت‌ها می‌تواند مورد بررسی قرار گیرد.

نتایج به‌دست‌آمده از این مطالعه نشان می‌دهد که هر شاخص دورپیوند اقلیمی در مقیاس زمانی خاصی بیشترین اثر را بر نوسان‌های کمیت‌های جوی دارد. برای مثال EA-WR و NAO بیشترین تأثیر را در نوسان‌های کوتاه‌مدت ۲-۵ ماهه، QBO در مقیاس ۲-۳ ساله و SOI در دوره‌های بین‌سالی دارند. شناخت این الگوهای زمانی و همبستگی‌های مشاهده‌شده بین شاخص‌ها، مانند NAO و MO یا QBO و EA-WR، می‌تواند به پیش‌بینی دقیق‌تر رفتار بارش، دما و فشار در ایران کمک کند. بنابراین، نتایج این تحقیق قابلیت استفاده در پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت فصلی، میان‌مدت و بلندمدت برای مدیریت منابع آب، انرژی‌های نو و کاهش مخاطرات محیطی را دارا می‌باشد.

تشکر و قدردانی

از مرکز پیش‌بینی محیطی CPC برای دسترسی عمومی به داده‌های ماهانه شاخص‌های اقلیمی و همچنین از دانشگاه ایست‌آنگلیا برای آماده‌سازی و در دسترس قرار دادن داده‌های شاخص نوسان مدیترانه تشکر می‌شود.

توزیع توان در نوارهای بسامدی مختلف در شکل ۹ نشان می‌دهد که هر سیگنال اقلیمی عمدتاً در مقیاس زمانی خاصی بیشترین وردایی را دارد. تمرکز توان نوسان‌ها در نوارهای بسامدی خاص بیانگر حاکم بودن فرایندهای جوی و اقیانوسی متفاوت یا دیگر عوامل خارجی در هر مقیاس زمانی است. به‌طور خاص، تمرکز توان در نوارهای کوتاه‌مدت (۲ تا ۵ ماهه) برای شاخص‌هایی مانند EA-WR و NAO احتمالاً ناشی از تغییرات فصلی و نوسان‌های درون‌فصلی جریان جت و سامانه‌های فشار در عرض‌های میانی است؛ موضوعی که با یافته‌های هورل و همکاران (۲۰۰۳) نیز همخوانی دارد. در مقابل، توان زیاد سیگنال QBO در نوار ۱۴ تا ۳۶ ماهه به چرخه شبه‌دوسالانه بادهای استوایی در پوش‌سپهر نسبت داده می‌شود که در بسیاری از پژوهش‌های مرتبط تأیید شده است (کیم، ۲۰۲۵؛ بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱). همچنین، تمرکز توان در نوارهای بین‌سالی و بلندمدت برای SOI بازتاب‌دهنده ماهیت چندمقیاسی نوسان جنوبی النینو (ENSO) و تعامل تدریجی اقیانوس و جو در حوزه اقیانوس آرام است که با نتایج ونگ (۲۰۱۹) و مکفادن و همکاران (۲۰۰۶) مطابقت دارد. این هم‌پوشانی میان نتایج به‌دست‌آمده و پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که تحلیل بسامدی انجام‌شده در این مطالعه می‌تواند رفتار دینامیکی هر شاخص را در مقیاس زمانی غالب آن به‌درستی شناسایی کند.

۳. نتیجه‌گیری

در این تحقیق وردایی مرتبط با هر کدام از سیگنال‌های دورپیوند اقلیمی مورد واکاوی قرار گرفت. بدین‌منظور با استفاده از پالایه‌های رقومی، وردش‌های موجود در مقیاس‌های زمانی مختلف جداسازی شد و شدت نوسان‌ها در نوارهای بسامدی درون‌سالانه، سالانه و بین‌سالی مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین میزان ارتباط خطی بین وردش‌ها در هر جفت از سیگنال‌ها هم در حالت کلی و هم در نوارهای بسامدی مجزا با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون در تأخیرهای زمانی مختلف

مراجع

تا آوریل ۱۹۷۹-۲۰۱۶. فیزیک زمین و فضا، ۴۶(۲)،

۳۲۹-۳۱۳.

فنائی، س.ح؛ احمدی گیوی، ف. و محب‌الحجه، ع.

(۱۳۹۸). بررسی انرژی‌تیک اثر دورپیوند شرق اطلس/غرب

روسیه (EA/WR) بر منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا.

فیزیک زمین و فضا، ۴۵(۳)، ۶۴۵-۶۶۶.

مقصودی فلاح، م؛ احمدی گیوی، ف؛ محب‌الحجه، ع. و

نصراصفهانی، م.ع. (۱۳۹۵). اثر الگوی دورپیوند شرق

اطلس-غرب روسیه (EA-WR) بر وردایی کم‌سامند

وردسپهر در جنوب غرب آسیا. مجله ژئوفیزیک ایران،

۱۰(۳)، ۳۹-۲۵.

ملاشریفی، آ؛ محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف.

(۱۳۹۸). مطالعه اثر نوسان اطلس شمالی بر رابطه بین

مسیرهای توفان اطلس شمالی و مدیترانه با استفاده از

داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR و JRA-55. فیزیک

زمین و فضا، ۴۵(۲)، ۴۲۳-۴۴۰.

نصراصفهانی، م.ع؛ احمدی گیوی، ف. و محب‌الحجه، ع.

(۱۳۸۹). بررسی انرژی‌تیک ارتباط نوسان اطلس شمالی

(NAO) و گردش بزرگ مقیاس وردسپهر در جنوب

غرب آسیا. فیزیک زمین و فضا، ۳۶(۳)، ۱۳۱-۱۴۹.

نیستانی، ا. (۱۴۰۱). طراحی و کاربرد عملی پالایه‌های رقمی

در پردازش سیگنال‌های هواشناسی. فیزیک زمین و فضا،

۴۸(۲)، ۳۸۰-۳۶۱.

نیستانی، ا. (۱۴۰۲). مطالعه ارتباط بین شاخص‌های اقلیمی

جهانی در مقیاس‌های زمانی مختلف، مجله ژئوفیزیک

ایران، ۱۷(۲)، ۱۹۹-۲۱۴.

ایران‌نژاد، پ؛ احمدی گیوی، ف. و نیکویی، ن. (۱۳۹۵).

مطالعه بی‌هنجاری دمای زمستان ایران با استفاده از داده-

های بازتحلیل NCEP/NCAR. مجله ژئوفیزیک ایران،

۱۰(۴)، ۲۷-۱۲.

پژوهش، ف؛ نصراصفهانی، م.ع. و قاسمی، ا.ر. (۱۴۰۴). تأثیر

الگوهای دورپیوند NAO و ENSO بر فراوانی و شدت

وقوع رودخانه‌های جوی در ایران. مجله پژوهش آب

ایران، ۱۹(۱)، ۶۱-۶۹.

خجسته غلامی، و؛ صلاحی، ب. و محمدی، غ. (۱۴۰۳).

تحلیل تأثیر هم‌زمان برخی شاخص‌های دورپیوندی

نیمکره شمالی بر دمای زمستانه ایران. فیزیک زمین و

فضا، ۵۰(۱)، ۱۶۵-۱۸۴.

دوستان، ر. (۱۳۹۷). دورپیوند جهانی و دورپیوندهای منطقه

ای ایران. فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۳)، ۶۲۵-۶۴۰.

رضائیان، م؛ محب‌الحجه، ح. و احمدی گیوی، ف. (۱۳۹۴).

چرخه زندگی فازهای مثبت و منفی NAO و اثر آن بر

تغییر کمیت‌های دینامیکی بر روی ایران. نشریه

پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۲۱ و ۲۲، ۲۱-۳۰.

سعادت مقدسی، ع. و آقاشریعتمداری، ز. (۱۴۰۴). بررسی

تأثیر شاخص نوسان جنوبی (SOI) بر بارش و رطوبت

نسبی نقاط مختلف کشور ایران. مجله تحقیقات آب و

خاک ایران، ۵۶(۳)، ۶۶۵-۶۸۴.

سیدنژاد گل‌ختمی، ن؛ بذرافشان، ح؛ نازی قمشلو، آ. و

ایران‌نژاد، پ. (۱۳۹۹). بررسی تأثیر سیگنال NAO بر

بارش‌های ایران با رهیافت تحلیل شبکه در ماه‌های نوامبر

circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 1219-1232.

Anstey, J.A., Banyard, T.P., Butchart, N., Coy, L., Newman, P.A., Osprey, S., & Wright, C.J. (2021). Prospect of increased disruption to the QBO in a changing climate. *Geophysical Research Letters*, 48(12), e2021GL093058.

Anstey, J.A., & Shepherd, T.G. (2014). High-latitude influence of the Quasi-Biennial oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678), 1-21.

Aondover, T. (2013). Climate Variability – Regional and Thematic Patterns. *InTech*.

Aravena, G., Villate, F., Iriarte, A., Uriarte, I., & Ibanez,

Abdelkader, M., & Yerdelen, C. (2022). Hydrological drought variability and its teleconnections with climate indices. *Journal of Hydrology*, 605, 127290.

Alexander, M., & Scott, J. (2002). The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 46-1-46-4.

Alizadeh, O., & Mousavizadeh, M., (2025). Impact of ENSO on extreme precipitation in Southwest Asia. *Global and Planetary Change*, 244, 104645.

Andrews, M.B., Knight, J.R., Scaife, A.A., Lu, Y., Wu, T., Gray, L.J., & Schenzinger, V. (2019). Observed and simulated teleconnections between the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation and Northern Hemisphere winter atmospheric

- B. (2009). Influence of the North Atlantic Oscillation (NAO) on climatic factors and estuarine water temperature on the Basque coast (Bay of Biscay): comparative analysis of three seasonal NAO indices. *Continental Shelf Research*, 29, 750–758.
- Arrieta-Pastrana, A., Saba, M., & Alcázar, A.P. (2022). Analysis of climate variability in a time series of precipitation and temperature data: A case study in Cartagena de Indias, Colombia. *Water*, 14(9), 1378.
- Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P.H., Randel, W.J., & Coauthors (2001). The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 179–229.
- Cai, Q., Chen, W., Chen, S., Ma, T., & Garfinkel, C.I. (2022). Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on the Spatial Structure of the Wintertime Arctic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(8). e2021JD035564.
- Chartrand, J., & Pausata, F.S.R. (2020). Impacts of the North Atlantic Oscillation on winter precipitations and storm track variability in southeast Canada and the northeast United States. *Weather and Climate Dynamics*, 1, 731–744.
- Chen, D., Lian, T., Fu, C., Cane, M.A., Tang, Y., Murtugudde, R., Song, X., Wu, Q., & Zhou, L. (2015). Influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. *Nature Geoscience*, 8, 339–345.
- Conte, M., Giuffrida, A., & Tedesco, S. (1989). The Mediterranean Oscillation. Impact on precipitation and hydrology in Italy. Publications of the Academy of Finland, Helsinki.
- Coulibaly, P., & Burn, D.H. (2005). Spatial and temporal variability of Canadian seasonal streamflows. *Journal of Climate*, 18(1), 191–210.
- Del Rio Amador, L., Boudreault, M., & Carozza, D.A. (2023). Global asymmetries in the influence of ENSO on flood risk based on 1,600 years of hybrid simulations. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102027.
- Feldstein, S.B. (2000). The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *Journal of Climate*, 13(24), 4430–4440.
- Ghasemi, A.R., & Khalili, D. (2008). The association between regional and global atmospheric patterns and winter precipitation in Iran. *Atmospheric Research*, 88, 116–133.
- Gaucherel, C. (2010). Analysis of ENSO interannual oscillations using non-stationary quasi-periodic statistics: a study of ENSO memory. *International Journal of Climatology*, 30(6), 926–934.
- Ghanghermeh, A., Roshan, G.R., & Al-Yahyai, S. (2015). The influence of Atlantic-Eurasian teleconnection patterns on temperature regimes in South Caspian Sea coastal areas: a study of Golestan Province, North Iran. *Pollution*, 1(1), 67–83.
- Gu, W., Li, C., Li, W., Zhou, W., & Chan, J.C.L. (2009). Interdecadal unstationary relationship between NAO and East China's summer precipitation patterns. *Geophysical Research Letters*, 36(13), L13702.
- Hakam, O., Bouras, E.H., Amazirh, A., Ongoma, V., Eddamiri, S., Saidi, L., Zerouali, A., & Chehbouni, A. (2025). Influence of atmospheric and oceanic circulation patterns on precipitation variability in North Africa with a focus on Morocco. *Scientific Reports*, 15, 17977.
- Hassan, W.U., & Nayak, M.A. (2020). Global teleconnections in droughts caused by oceanic and atmospheric circulation patterns. *Environmental Research Letters*, 16(1), 014007.
- Huang J.P., Higuchi, K., & Shabbar, A. (1998). The relationship between the North Atlantic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 25(14): 2707–2710.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottensen, G., & Visbeck, M. (2003). The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental impact. *Geophysical Monograph Series*, 134, 1–36.
- Jamshidi Khezeli, T., Ranjbar Saadat Abadi, A., Nasr-Esfahany, M.A., Tajbakhsh Mosalman, S., & Mohebalhojeh, A.R. (2022). Autumn and Winter Extreme Precipitation Events and their Relationship with ENSO, NAO and MJO Phases over the West of Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 47(4), 201–218.
- Kahya, E. (2011). The impacts of NAO on the hydrology of the Eastern Mediterranean. Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region. *Advances in Global Change Research*, 46, 57–71.
- Keellings, D., & Waylen, P. (2015). Investigating teleconnection drivers of bivariate heat waves in Florida using extreme value analysis. *Climate Dynamics*, 44, 3383–3391.
- Kim, Y.-H. (2025). Explaining the period fluctuation of the quasi-biennial oscillation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(11), 5647–5664.
- Kundzewicz, Z.W., Szwed, M., & Pińskwar, I. (2019). Climate variability and floods-A global review. *Water*, 11(7).
- Labat, D. (2008). Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31(1), 109–117.
- Lee, H.F., & Zhang, D.D. (2011). Relationship between NAO and drought disasters in northwestern China in the last millennium. *Journal of Arid Environments*, 75, 1114–1120.
- Levine, A.F.Z., McPhaden, M.J., & Frierson, D.M.W. (2017). The impact of the AMO on multidecadal ENSO variability. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3877–3886.
- Li, Y., Han, W., Wang, F., Zhang, L., & Duan, J. (2020). Vertical structure of the upper-Indian Ocean thermal variability. *Journal of Climate*, 33, 7233–7253.
- Lionello, P. (Ed.). (2012). The climate of the Mediterranean region: From the past to the future. *Elsevier*.
- Lu, H., Hitchman, M.H., Gray, L.J., Anstey, J.A., & Osprey, S.M. (2020). On the role of Rossby wave

- breaking in the quasi-biennial modulation of the stratospheric polar vortex during boreal winter. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(729), 1939–1959.
- Luo, J., Luo, F., Xie, F., & Coauthors (2024). The impact of the QBO vertical structure on June extreme high temperatures in South Asia. *npj Climate and Atmospheric Science*, 7, 236.
- Lynne, P.A., & Fuerst, W. (1994). *Introductory Digital Signal Processing with Computer Applications*. John Wiley & Sons Ltd., 371 pp.
- McPhaden, M.J., Zebiak, S.E., & Glantz, M.H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth Science. *Science*, 314(5806), 1740–1745.
- Mariani, M., Holz, A., Veblen, T.T., Williamson, G., Fletcher, M.-S., & Bowman, D.M.J.S. (2018). Climate Change Amplifications of Climate-Fire Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 45(10), 5071–5081.
- Match, A., & Fueglistaler, S. (2019). The buffer zone of the quasi-biennial oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(11), 3553–3567.
- McPhaden, M.J., Santoso, A., & Cai, W. (2020). *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*. Wiley: Hoboken, NJ, USA.
- Mezzina, B., García-Serrano, J., Bladé, I., & Kucharski, F. (2020). Dynamics of the ENSO teleconnection and NAO variability in the North Atlantic–European late winter. *Journal of Climate*, 33(3), 937–955.
- Mitchell, J.M., (1976). An overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Research*, 6, 481–493.
- Moon, J.Y., Wang, B., Lee, S.S., & Ha, K.J. (2018). An intraseasonal genesis potential index for tropical cyclones during Northern Hemisphere summer. *Journal of Climate*, 31(22), 9055–9071.
- Naizghi, M.S., & Ouarda, T.B.M.J. (2017). Teleconnections and analysis of long-term wind speed variability in the UAE. *International Journal of Climatology*, 37(1), 230–248.
- Nalley, D., Adamowskia, J., Biswas, A., Gharabaghi, B., & Hu, W. (2019). A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO. *Journal of Hydrology*, 574, 288–307.
- Nazemosadat, M.J., & Ghasemi, A.R. (2004). Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *Journal of Climate*, 17, 4005–4018.
- Neyestani, A., Karami, K., & Gholami, S. (2022). Exploring the possible linkage between the precipitation and temperature over Iran and their association with the large-scale circulations: cumulative spectral power and wavelet coherence approaches. *Atmospheric Research*, 274, 106187.
- Niu, J., & Chen, J. (2016). A wavelet perspective on variabilities of hydrological processes in conjunction with geomorphic analysis over the Pearl River basin in South China. *Journal of Hydrology*, 542, 392–409.
- Pahlavan, H.A., Fu, Q., Wallace, J.M., & Kiladis, G.N. (2021). Revisiting the quasi-biennial oscillation as seen in ERA5. Part I: Description and momentum budget. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(3), 673–691.
- Palutikof, J.P. (2003). Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: Bolle, H.J. (ed): *Mediterranean climate: Variability and trends*. Springer-Verlag, Berlin.
- Perivalsky, V. (2021). *Time Series Analysis in Climatology and Related Sciences*. Springer International Publishing.
- Raymond, W., & Garder, A. (1991). A review of recursive and implicit filters. *Monthly Weather Review*, 119, 477–495.
- Rivière, G., & Drouard, M. (2015). Understanding the contrasting North Atlantic Oscillation anomalies of the winters of 2010 and 2014. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6353–6360.
- Roushangar, K., Alizadeh, F., & Adamowski, J. (2018). Exploring the effects of climatic variables on monthly precipitation variation using a continuous wavelet-based multiscale entropy approach. *Environmental Research*, 165, 176–192.
- Santolaria-Otín, M., & García-Serrano, J. (2024). Internal variability of the winter North Atlantic Oscillation longitudinal displacements. *npj Climate and Atmospheric Science*, 7, 291.
- Şarlak, N., Kahya, E., & Bég, O.A. (2009). Critical drought analysis: case study of Göksu River, Turkey and North Atlantic Oscillation influences. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(8), 795–802.
- Steirou, E., Gerlitz, L., Apel, H., & Merz, B. (2017). Links between large-scale circulation patterns and streamflow in Central Europe: a review. *Journal of Hydrology*, 549, 484–500.
- Sweeney, A., Fu, Q., Pahlavan, H.A., & Haynes, P. (2023). Seasonality of the QBO Impact on Equatorial Clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128(7), e2022JD037737.
- Tabari, H., Hosseinzadeh Talaei, P., Shifteh Some, B., & Willems, P. (2014). Possible influences of North Atlantic Oscillation on winter reference evapotranspiration in Iran. *Global and Planetary Change*, 117, 28–39.
- Timmermann, A., An, S.-I., Kug, J.-S., Jin, F.-F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K.M., Lengaigne, M., McPhaden, M.J., Stuecker, M.F., and Coauthors (2018). El Niño–southern oscillation complexity. *Nature*, 559, 535–545.
- Ustaoglu, B., & Karaca, M. (2014). The effects of climate change on spatiotemporal changes of hazelnut (*Corylus Avellana*) cultivation areas in the Black Sea Region, Turkey. *Applied Ecology and Environmental Research*, 12, 309–324.
- von der Heydt, A.S., Ashwin, P., Camp, C.D., Crucifix, M., Dijkstra, H.A., Ditlevsen, P., & Lenton, T.M. (2021). Quantification and interpretation of the climate variability record. *Global and Planetary Change*, 197, 103399.

- Walker, G.T. (1920). Probable amount of monsoon rainfall in 1920. *Monthly Weather Review*, 48, 415.
- Walker, G.T. (1925). Correlation in seasonal variations of weather-A future study of world weather. *Monthly Weather Review*, 53(6), 252-254.
- Wallace, J.M., & Gutzler, D.S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.
- Wang, C. (2019). Three-ocean interactions and climate variability: A review and perspective. *Climate Dynamics*, 53, 5119-5136.
- Woollings, T., Hannachi, A., & Hoskins, B. (2010). Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649), 856-868.
- Xie, N., Sun, Y., & Gao, M. (2020). The influence of five teleconnection patterns on wintertime extratropical cyclones over northwest Pacific. *Atmosphere*, 11(11), 1248.
- Yang, S., Li, Z., Yu, J.-Y., Hu, X., Dong, W., & He, S. (2018). El Niño-Southern Oscillation and its impact in the changing climate. *National Science Review*, 5(6), 840-857.