

تحلیل آماری-دینامیکی رابطه بین مسیر توفان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی بر مبنای فرایافت فعالیت موج

مهتاب رضائیان^۱، علیرضا محب‌الحجه^{۲*}، فرهنگ احمدی گیوی^۲ و محمدعلی نصرافهانی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، ایران

(دریافت: ۹۲/۲/۱۴، پذیرش نهایی: ۹۳/۲/۳۰)

چکیده

برای بررسی و ردگیری انتشار یک بسته موج می‌توان از کمیت فعالیت موج استفاده کرد که جملات بودجه آن به‌طور یکتا مشخص می‌شوند. شار فعالیت موج به‌عنوان بسط سه‌بعدی شار الیاسن-پالم (EP) شاخصی مناسب برای بررسی دینامیکی نوسان اطلس شمالی (NAO) و چگونگی انتشار امواج است.

هدف از این پژوهش، بررسی تفاوت فعالیت موج و چگونگی تابش موج به منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا در دو فاز مثبت و منفی NAO در فصل زمستان است. داده‌های استفاده شده مربوط به بازه زمانی دسامبر تا فوریه سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۱۱ است. میانگین همادی فعالیت پیچکی و شار آن، واگرایی شار افقی و میانگین قائم بین ترازهای ۴۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO محاسبه شده است. همچنین یک حوزه مکعب‌مستطیل شکل از تراز ۴۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال انتخاب شده و مقادیر انتگرالی شار روی مرزهای حوزه به‌دست آمده است. این حوزه به سه زیرحوزه غربی، مرکزی و شرقی تقسیم شده و همه محاسبات برای آنها نیز صورت گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که در فاز مثبت NAO، منطقه مدیترانه بیشتر از فاز منفی تحت‌تأثیر چرخندزایی در شمال شرق اطلس و شمال اروپا است؛ در حالی که در فاز منفی، چرخندزایی روی مدیترانه بیشتر متأثر از بسته‌های موج تشکیل شده در غرب اطلس است. به‌علاوه، منطقه مرکزی مدیترانه در فاز مثبت، نسبت به فاز منفی، چشمه موج قوی‌تری برای مناطق جریان‌سوی مدیترانه است. همچنین نتایج بیانگر چیرگی شکست و اچرخندی (چرخندی) موج و انتقال شمال‌سوی (جنوب‌سوی) تکانه در فاز مثبت (منفی) نوسان اطلس شمالی است.

واژه‌های کلیدی: فعالیت موج، همگرایی شار EP، نوسان اطلس شمالی، ماه‌های بحرانی، مسیر توفان مدیترانه

A statistical-dynamical analysis of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation based on wave activity diagnostics

Rezaeian, M.¹, Mohebalhojeh, A. R.², Ahmadi-Givi, F.² and Nasr-Esfahany, M. A.³

¹Ph.D. Student, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Irrigation, Shahrekord University, Iran

(Received: 04 May 2013, Accepted: 20 May 2014)

Summary

The North Atlantic Oscillation (NAO) is one of the most prominent modes of low-

E-mail: moheb@ut.ac.ir

*نگارنده رابط: تلفن: ۰۲۱-۶۱۱۸۳۲۵

frequency variability over the Atlantic basin in the Northern Hemisphere. In the past decades, the impact of NAO has attracted increasing scientific interest because the NAO exerts an important impact on the regional climate and weather in the North Atlantic region and adjacent continents. Of particular interest is the impact of NAO on the Mediterranean storm track through which NAO can extend its influence to the climate far downstream including the Middle East and southwest Asia. The problem has been previously studied using the energetics by comparing ensemble averages of the terms involved in the eddy kinetic and available potential energy, where ensemble averages are taken separately over the critical positive and negative NAO months. Such analysis has resulted in certain specific results regarding the behavior of the transient eddies in Mediterranean storm track during the two phases of NAO. For example, the energy flux vectors indicate a stronger source in the central Mediterranean with a stronger sink in the Red Sea and Northeast Africa in the positive NAO. There is, however, a fundamental issue with any energy-based analysis, that is the non-uniqueness way of writing the conversion and flux terms.

As a more powerful diagnostic tool, wave activity conservation law resolves the non-uniqueness issues encountered in dealing with the conversion terms. In this way, wave activity diagnostics proves useful for investigating propagation characteristics of stationary and migratory wave disturbances and their interaction with mean flows, as well as inferring preferred position of emission and absorption of Rossby waves. First introduced for waves defined by perturbation with respect to zonal mean leading to the Eliassen–Palm (EP) diagnostics, the wave activity conservation law has now been extended to other averages as well as to more general definition of waves and mean flows with no resort to averaging. In this study a form of the wave activity and its flux introduced by Esler and Haynes in 1999 is used.

The data used are the NCEP/NCAR reanalysis data covering years 1950–2011 for the winter months from December to February. The critical months are defined on the basis of the monthly index of NAO and grouped in two ensembles of 31 positive and 37 negative NAO months. A critical positive (negative) is considered a month whose monthly NAO index is greater (smaller) than the mean NAO index by more than one standard deviation. The wave activity and the three components of its flux are computed for all days of each winter season, then the averages are taken and the composite maps are prepared for the two ensembles. To investigate the net flux of wave activity to the Mediterranean region, a three-dimensional domain extended vertically from 600 to 200 hPa and horizontally from 15W to 45E in longitude and from 30N to 50N in latitude is selected. For further analysis, the domain thus defined is divided to the three equal subdomains in the west, center and east of the Mediterranean domain.

The main results can be summarized as follows. The connection of the Mediterranean storm track to the north east of Atlantic and north of Europe is stronger in the positive phase of NAO. However, there is a stronger connection of the Mediterranean storm track to the cyclogenesis in the west of the North Atlantic in the negative phase of NAO. In other words, the Mediterranean storm track receives stronger activity from the north and the west in, respectively, the positive and negative phases of NAO. In the upper troposphere, wave activity flux vectors indicate the dominance of anticyclonic (cyclonic) Rossby wave breaking and northward (southward) transfer of momentum in the positive (negative) phase of NAO over the Mediterranean region. In both phases, while the west and east subdomains act as sinks (receivers) of wave activity, the central subdomain acts as a source (emitter). In accordance with the results from energetics, the central Mediterranean acts as a considerably stronger source of wave activity in the positive phase. Overall, results of wave activity analysis confirm those of the energetics. In

particular, the southwest Asia is expected to receive a stronger influence from the North Atlantic storm track via the Mediterranean in the positive phase of NAO.

The above results are solely based on the simultaneous analysis of wave activity over the whole North Atlantic and Mediterranean storm tracks as well as the southwest Asia in critical months. It remains to see how such results carry over to the actual episodes of positive and negative NAO with proper time lags. Such analysis is expected to have the potential to lead to some seasonal forecasting capability.

Key words: Wave activity, EP flux, North Atlantic Oscillation, Critical months, Mediterranean storm track

۱ مقدمه

ارتباط چرخندزایی مدیترانه با امواجی که از اقیانوس اطلس به سمت شرق انتشار می‌یابند، در سال‌های اخیر مورد توجه برخی از محققان بوده است (برای نمونه: چنگ و یو، ۱۹۹۹؛ حکیم، ۲۰۰۳). همچنین شواهد بسیاری وجود دارد که می‌توان تکوین چرخندها و واچرخندهای عرض‌های میانی را تا حدی به انتشار بسته‌های موج نسبت داد. برای مثال، اورلانوسکی و کاتزرفی (۱۹۹۱)، اورلانوسکی و شلدون (۱۹۹۳) و چنگ (۲۰۰۰) روشن ساختند که برای بررسی و ردیابی انتشار یک بسته موج می‌توان از شار ژئوپتانسیلی آزمین‌گرد که بخش مهمی از انتشار انرژی پیچکی را به خود اختصاص می‌دهد، استفاده کرد. ولی جملات شار انرژی و جملات تبدیل را نمی‌توان از نظر کمی به دقت و به‌صورت جداگانه مشخص کرد (پلام، ۱۹۸۳). راه حل این مشکل، استفاده از کمیت فعالیت موج است که جملات بودجه آن را می‌توان به‌طور یکتا تعیین کرد (پلام، ۱۹۸۶؛ اسلر و هینز، ۱۹۹۹؛ تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۱؛ دنیلسن و همکاران، ۲۰۰۶). مزیت دیگر این کمیت آن است که برخلاف مورد انرژی پیچکی، در غیاب فرایندهای دررو و اصطکاک پایستار است و بنابراین فرایابی تحولات بسته‌موج آسان‌تر است.

یکی از پدیده‌هایی که بر شدت و مکان مسیر توفان اطلس اثر می‌گذارد، نوسان اطلس شمالی (North Atlantic Oscillation) است. این مد شبه ایستای عرض‌های میانی و بالا می‌تواند بر مسیر توفان مدیترانه نیز

از آنجا که منطقه مدیترانه یکی از مناطق اصلی چرخندزایی در فصل زمستان نیمکره شمالی است و شواهد متعددی از تاثیر اقیانوس اطلس شمالی روی وضعیت دینامیکی در مدیترانه وجود دارد (هارل، ۱۹۹۵؛ هارل و ون لون، ۱۹۹۷؛ رادول و همکاران، ۱۹۹۹)، بررسی دینامیک مسیر توفان مدیترانه و تاثیرپذیری آن از مسیر توفان اطلس دارای اهمیت بسیاری است.

پژوهش‌های مرتبط با مسیر توفان مدیترانه کم و محدود به دهه اخیر است؛ در نتیجه سؤال‌های فراوانی در مورد دینامیک و فیزیک این مسیر توفان و ارتباط آن با دو مسیر توفان دیگر وجود دارد. برای مثال، هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) روشن ساختند که یک ناحیه چرخندزا در غرب دریای مدیترانه، و یک ناحیه چرخندزا در شرق آن و خاورمیانه وجود دارد. در واقع، منطقه مدیترانه به منزله ناحیه‌ای است که در فصل زمستان، سامانه‌های همیدی گوناگونی در آن شکل گرفته، به سمت شرق حرکت کرده و در نهایت از بین می‌روند. تریگو و همکاران (۱۹۹۹) نیز اقلیم چرخندزایی در ناحیه مدیترانه را بررسی کردند و سه منطقه فعال چرخندزا در فصل زمستان را نشان دادند. نتایج آنها حاکی از آن است چرخندهایی که در این ناحیه شکل می‌گیرند، معمولاً دارای مقیاس فروهمیدی هستند و بیشتر تحت تأثیر سامانه‌های همیدی اقیانوس اطلس، ناهموازی‌ها و یا کژفشاری سطحی در ساحل شمالی دریای مدیترانه آغاز می‌شوند.

اثرگذار باشد. نوسان اطلس شمالی که به اختصار NAO نامیده می‌شود، به تغییر جرم بین مناطق شمالی و جنب‌حاره‌ای اطلس اطلاق می‌شود که بین دو فاز مثبت و منفی در حال نوسان است و باعث تغییرات زیاد در تندی و جهت باد میانگین روی اطلس، انتقال گرما و رطوبت بین اطلس و خشکی‌های همسایه، شدت و تعداد توفان و مسیر آنها و همچنین آب‌وهوای منطقه می‌شود و به کمک آن می‌توان قدرت توفان‌ها و بادهای غربی دائمی مرتبط با مسیر توفان‌ها را برآورد کرد (آزبورن، ۲۰۰۶؛ ولیس و گربر، ۲۰۰۸). در نتیجه، از آنجا که شدت و مکان مسیر توفان اطلس شمالی با تغییر فاز NAO تغییر می‌کند، لذا می‌توان گفت مسیر توفان مدیترانه نیز به‌طور غیرمستقیم تحت تاثیر تغییرات NAO است. نصراصفهانی و همکاران (۱۳۸۷) نشان دادند که در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، تندی باد جت جنب‌حاره‌ای در منطقه جنوب غرب آسیا در فاز مثبت حدود ۸ متر بر ثانیه بیش از فاز منفی است که این موضوع می‌تواند به شکل‌گیری چرخندهای بیشتر و قوی‌تر در این ناحیه کمک کند. به‌علاوه، تغییر الگوی تابش موج بلند خروجی در فاز منفی نسبت به فاز مثبت به‌خوبی نشان‌دهنده تغییر جهت مسیر توفان اطلس است و سبب نفوذ رطوبت بیشتر به سوی مدیترانه و جنوب اروپا می‌شود. در همین فاز، در بیشتر نواحی خاورمیانه، ابرناکی بیشتری نسبت به فاز مثبت مشاهده می‌شود. با توجه به وضعیت گردش، این ابرناکی در نواحی جنوبی بیشتر متاثر از اقیانوس هند و در نواحی شمالی متاثر از اقیانوس اطلس است. همچنین محاسبه میانگین انرژی جنبشی پیچکی در دو فاز NAO (نصراصفهانی و همکاران، ۱۳۸۹؛ نصراصفهانی و همکاران، ۲۰۱۱) نشان می‌دهد که در ناحیه مدیترانه انرژی جنبشی پیچکی در این دو فاز تفاوت چندانی ندارد، ولی با حرکت به سمت شرق، مقدار آن در فاز مثبت زیادتر می‌شود. به‌علاوه بزرگی همه جملات محاسبه شده در فاز مثبت در این ناحیه، بیشتر از فاز منفی

است. آنها همچنین نشان دادند که بردار شار انرژی، نشان‌دهنده انتقال انرژی از غرب اقیانوس اطلس و شمال اروپا به ناحیه مدیترانه است که در فاز مثبت مقدار آن کمتر است. جهت بردارهای آزمین‌گرد نیز نشانگر انتقال انرژی از این ناحیه به سمت جنوب شرق است، به‌طوری‌که در فاز مثبت یک ناحیه همگرا روی دریای سرخ و شمال شرق افریقا به روشنی دیده می‌شود. بزرگی این ناحیه همگرا در فاز مثبت بیش از فاز منفی است و این می‌تواند علت تشدید جت جنب‌حاره‌ای در فاز مثبت باشد. همچنین از الگوی جمله تولید کژفشاری چنین برمی‌آید که ارتباط منطقه چرخندزایی مدیترانه با مسیر توفان اطلس در فاز مثبت NAO ضعیف‌تر است. همچنین اسعدی و همکاران (۱۳۹۰) با بررسی دینامیک مسیر توفان مدیترانه از دیدگاه شار فعالیت موج برای زمستان ۲۰۰۴-۲۰۰۵ نشان دادند که در این سال، در ماه دسامبر، منطقه غرب مدیترانه تقریباً مستقل از مسیر توفان اطلس بوده درحالی‌که در ماه فوریه و به‌ویژه ژانویه منطقه غرب مدیترانه تحت تاثیر مسیر توفان اطلس است. بررسی اخیر محدود به یک زمستان خاص و بدون در نظر گرفتن ارتباط با NAO بود. همچنین احمدی‌گیوی و همکاران (۲۰۱۳) دو مورد انتشار همدوس بسته‌موج از منطقه مسیر توفان اطلس شمالی به مسیر توفان مدیترانه را انتخاب کردند، و به تفصیل برهم‌کنش این دو مسیر توفان را با استفاده از فرایفت‌های انرژی و فعالیت موج مورد بررسی قرار دادند. دو مورد بررسی شده، در واقع حالت‌هایی کاملاً متمایز از تاثیر مسیر توفان اطلس شمالی را بر مسیر توفان مدیترانه به نمایش می‌گذارند که ارتباط جمعی آنها با NAO در تحقیق حاضر به‌طور کمی بررسی می‌شود. در اینجا لازم به ذکر است که گرایش مثبت شاخص NAO در دهه‌های اخیر (لو و همکاران، ۲۰۱۰)، ممکن است با گرم شدن قاره‌های نیمکره شمالی ارتباط داشته باشد (هارل، ۱۹۹۵؛ کوهن و بارلو، ۲۰۰۵). لذا از این جهت نیز بررسی NAO

درباره تولید، میرایی و همچنین برهم‌کنش آشفتگی‌ها با جریان میانگین می‌دهد.

در چند دهه اخیر، صورت‌های متفاوتی از تعمیم شار EP برای حالت‌های پایه‌ای که به جای میانگین مداری با میانگین زمانی به دست می‌آیند، عرضه شده است (پلام، ۱۹۸۶؛ اسلر و هینز، ۱۹۹۹؛ تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۱). در پژوهش حاضر، به علت وجود نیاز به معرفی کمترین پارامتر جدید و مناسب بودن آن برای امواج مقیاس همدیدی، از فرمول‌بندی اسلر و هینز (۱۹۹۹) برای فعالیت موج و شار آن استفاده می‌شود. رابطه بودجه کمیت فعالیت موج به صورت رابطه (۱) است:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = D \quad (1)$$

که در آن، A فعالیت موج است که مشتق زمانی آن اثرات گذرای موج را مشخص می‌کند، \mathbf{F} و D نیز به ترتیب بیانگر شار فعالیت موج و واداشت‌های ناپایستار موج هستند. بردار شار \mathbf{F} و فعالیت موج A طوری تعریف می‌شوند که در تقریب WKB (ونتزل، کرامرس، بریلوثن)، یعنی وقتی مقیاس فضایی پریشیدگی در مقابل تغییرات حالت پایه کوچک است، خاصیت سرعت گروه برقرار باشد (ونسته و شفرد، ۱۹۹۸):

$$\mathbf{F} = c_g A \quad (2)$$

در اینجا c_g سرعت گروه است. فرمول‌بندی اسلر و هینز که تعمیمی از کار پلام (۱۹۸۶) و به صورت رابطه (۳) است:

$$F = \frac{a \cos \phi}{2} \begin{bmatrix} \frac{2U^0 A}{a \cos \phi} + \frac{1}{2}(\psi^e q^e - v^e \xi^e) + v^{e^2} - \frac{\psi^e v_z^e}{a \cos \phi} \\ -u^e v^e + \frac{\psi^e u_z^e}{a \cos \phi} \\ \frac{f}{\theta_p^0} \left(v^e \theta^e - \frac{\psi^e \theta_z^e}{a \cos \phi} \right) \end{bmatrix} \quad (3)$$

که در آن، فعالیت موج به صورت رابطه (۴) است:

و اثرات احتمالی آن بر آب‌وهوای منطقه اهمیت پیدا می‌کند.

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، پژوهش‌های مربوط به مسیر توفان مدیترانه و ارتباط آن با مسیر توفان اطلس کم و محدود به چند سال اخیر است. از این‌رو، در ادامه تحقیقات صورت گرفته نصر اصفهانی و همکاران (۲۰۱۱)، اسعدی و همکاران (۱۳۹۰) و احمدی‌گیوی و همکاران (۲۰۱۳) مقاله حاضر بررسی تفاوت فعالیت موج و شار آن روی اقیانوس اطلس، منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO می‌پردازد. در بخش ۲ این مقاله، به مبانی نظری مسئله پرداخته شده است. داده‌ها و روش کار در بخش ۳ توضیح داده شده است و بخش ۴ به بحث نتایج حاصل از این تحقیق اختصاص دارد. در نهایت، در بخش ۵ نتیجه‌گیری مقاله آورده شده است.

۲ مبانی نظری

چگونگی انتشار فعالیت موج در راستای افقی و قائم، و همچنین برهم‌کنش امواج با جریان میانگین پایه از جمله سؤال‌های مهمی است که همواره برای امواج با بسامدهای متفاوت مطرح است. با توجه به ارتباط بنیادین انتشار موج با نظریه برهم‌کنش موج و شارش میانگین، شار فعالیت موج و واگرایی آن کمیت‌های مناسبی برای بررسی این موضوع هستند. به علاوه، این کمیت‌ها مشکلات ناشی از وجود جمله‌های تبدیل در معادله انرژی را برطرف می‌کنند.

شار EP برای پریشیدگی حول حالت پایه دارای تقارن مداری تعریف می‌شود (ادمون و همکاران، ۱۹۸۰) و برداری واقع در صفحه نصف‌النهاری و قائم است. در تقریب شبه‌زمین‌گرد، مولفه‌های افقی و قائم آن به ترتیب نشان‌دهنده شار تکانه و گرما هستند. از واگرایی شار EP نیز در حکم یک ابزار فرایابی استفاده می‌شود که اطلاعاتی

دمای پتانسیلی و مولفه‌های سرعت در سه راستا است. میانگین ماهانه شاخص NAO نیز از مرکز نوا (NOAA) به دست آمده و ماه‌های بحرانی مثبت و منفی فصل زمستان در دوره ۶۲ ساله محاسبه شده است. برای این منظور ابتدا میانگین و انحراف معیار همه ماه‌های زمستان محاسبه و سپس ماه‌هایی که شاخص آن از مقدار میانگین به علاوه انحراف معیار بیشتر بوده است در حکم ماه‌های بحرانی مثبت و ماه‌هایی که مقدار شاخص آن از میانگین منهای انحراف معیار کمتر بوده است در حکم ماه‌های بحرانی منفی در نظر گرفته شده است. به این ترتیب، ۳۱ ماه بحرانی مثبت و ۳۷ ماه بحرانی منفی به دست آمد.

با استفاده از فرمول بندی اسلر و هینز (۱۹۹۹)، فعالیت موج و شار آن برای ده تراز فشاری از ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شد. مشتق‌های فضایی موجود در روابط شار، فعالیت موج و پریشیدگی تاوایی پتانسیلی با تفاضل‌های متناهی مرتبه دوم، و جمله آخر سمت راست رابطه پریشیدگی تاوایی پتانسیلی، جمله چینش، در پایین‌ترین و بالاترین تراز با به کار بردن تفاضل متناهی مرتبه اول تقریب زده شده است.

منطقه مورد بررسی از ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی است. برای بررسی فعالیت موج و شار آن در محدوده فوق، میانگین همادی کمیت‌های مورد بررسی برای ماه‌های بحرانی دو فاز NAO محاسبه شده و تفاوت نتایج دو فاز در مناطق اطلس شمالی، مدیترانه و خاورمیانه مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین در محدوده طول جغرافیایی بین ۱۵ درجه غربی تا ۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی، مکعب مستطیلی در نظر گرفته شده که از سطح ۶۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال گسترش دارد و این محاسبات برای این مکعب مستطیل، که با عنوان مکعب مستطیل مدیترانه از آن

$$A = a \frac{\cos \phi \left(q^e - \frac{\xi^e q_\lambda^e}{a \cos \phi} \right)}{4Q_\phi^0} \quad (۴)$$

بالانویس e نشان‌دهنده پریشیدگی از حالت پایه است که دارای سرعت مداری U^0 و تاوایی پتانسیلی شبه‌زمین گرد Q^0 است. این کمیت معمولاً به صورت مقادیر میانگین زمانی در نظر گرفته می‌شوند. کمیت ψ^e پریشیدگی تابع جریان زمین گرد $\Phi = \frac{\Phi}{2\Omega \sin \phi}$ است و پریشیدگی تاوایی پتانسیلی شبه‌زمین گرد نیز به صورت رابطه (۵) است:

$$q^e = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \psi^e}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{1}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial \psi^e}{\partial \phi} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\theta^e}{\Theta_p^0} \right) \quad (۵)$$

کمیت ξ^e با انتگرال‌گیری از رابطه (۵) و با شرط میانگین مداری صفر برای آن به دست می‌آید.

$$\xi_\lambda^e = a \cos \phi \left(q^e - \bar{q}^e \right) \quad (۶)$$

خط افقی در بالای کمیت در رابطه (۶)، نشان‌دهنده میانگین مداری است. در هر فصل زمستان در دوره بلندمدت، حالت پایه بر مبنای روابط شبه‌زمین گرد از روی میانگین فصلی و زناری میدان ژئوپتانسیل ساخته و میدان‌های پریشیدگی نیز از روی انحراف نسبت به میانگین همان فصل تعیین می‌شود.

۳ داده‌ها و روش کار

در این پژوهش، از داده‌های بازتحلیل مراکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جوئی (NCEP/NCAR) (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) مربوط به دوره ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۱ استفاده شده است. تفکیک افقی این داده‌ها $2/5 \times 2/5$ درجه در دو راستای طول و عرض جغرافیایی و شامل ۱۷ تراز در راستای قائم است که در ساعت‌های ۰۰۰۰، ۰۶۰۰، ۱۲۰۰ و ۱۸۰۰ گرینویچ موجود هستند. داده‌های مورد استفاده شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما،

پادجریان سوی آن هنگام شروع فاز مثبت نوسان اطلس شمالی باشد. این پشته‌ها و ناوه‌ها با پیچک‌های در مقیاس همدیدی مربوط هستند که با امواج سیاره‌ای برهم‌کنش دارند و با جریان میانگین جذب و تضعیف شده و باعث تقویت جریان مداری غالب روی شمال اطلس می‌شوند (لو و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین می‌توان این‌گونه نتیجه‌گیری کرد که در فاز مثبت NAO، چون جریان میانگین روی اطلس شمالی به سبب تقویت پرفشار جنب‌حاره‌ای و کم‌فشار ایسلند قوی‌تر است، فعالیت موج نسبت به فاز منفی NAO کمتر است. همچنین بررسی تاثیر پهنای جت بر رشد پادجریان سوی امواج کژفشاری در اقیانوس آرام حاکی از آن است که در میانه زمستان، به‌ویژه در سال‌هایی که جت باریک‌تر و قوی‌تر است متناظر با آن به علت عبور سریع پریشیدگی‌ها از مناطق عمده کژفشاری، فعالیت پیچکی نیز ضعیف‌تر می‌شود (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲). براین اساس می‌توان گفت علت دیگر کمتر بودن فعالیت پیچکی روی اطلس در فاز مثبت NAO، تقویت جت جنب‌حاره‌ای و کشیده شدن آن به عرض‌های بالاتر در فاز مثبت NAO (نصرافهانی و همکاران، ۱۳۸۸) است که باعث عبور سریع پریشیدگی‌ها از منطقه اطلس می‌شود.

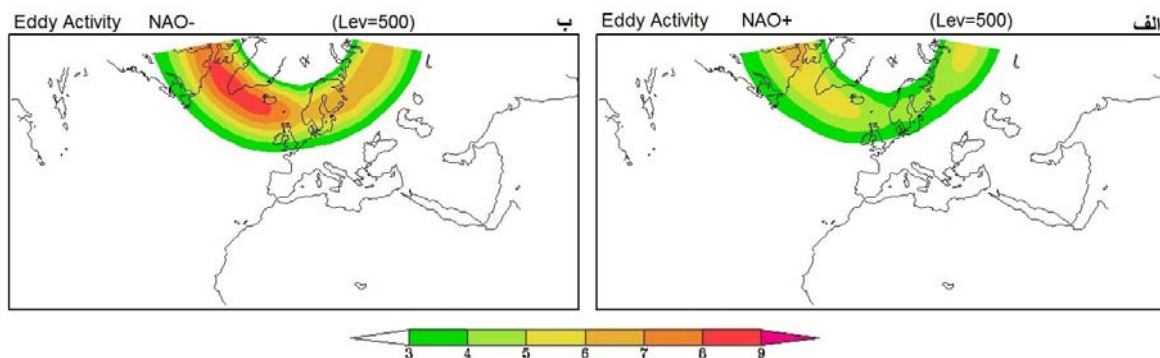
نامبرده می‌شود، صورت گرفته است. به‌علاوه این حوزه به سه زیرحوزه غربی، مرکزی و شرقی تقسیم شده و محاسبات فوق برای آنها نیز تکرار شده است.

۴ تحلیل نتایج

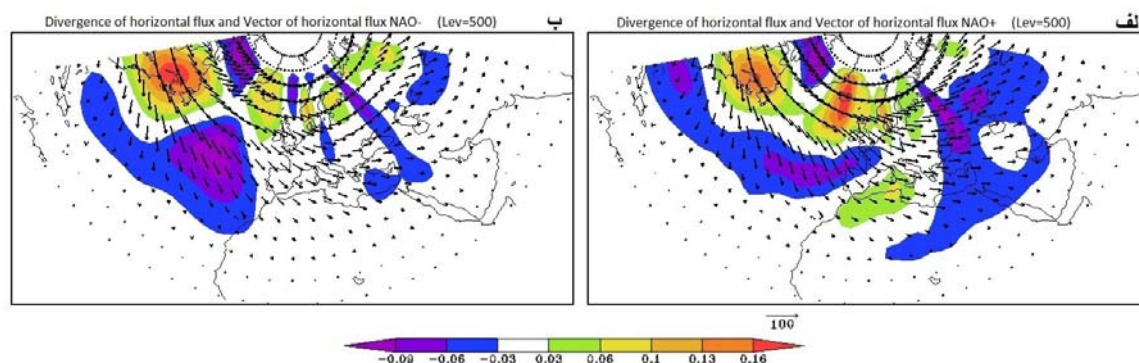
در این بخش، نتایج حاصل از میانگین همادی فعالیت موج، شار آن و همچنین واگرایی و همگرایی شار فعالیت موج و تفاوت آنها در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO در منطقه اطلس شمالی، مدیترانه و جنوب غرب آسیا بررسی می‌شود.

۴-۱ میانگین همادی فعالیت موج

شکل ۱ میانگین همادی فعالیت موج را در دو فاز مثبت و منفی NAO از ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی نشان می‌دهد. در فاز مثبت (شکل ۱-الف)، بیشینه فعالیت موج در شرق کانادا و شمال‌غرب اطلس واقع است؛ درحالی‌که بیشینه فعالیت موج در فاز منفی در منطقه وسیعی در شمال اطلس واقع و مقدار آن از فاز مثبت بیشتر است. علت این امر می‌تواند تشکیل پشته‌ها و ناوه‌های قوی در منطقه تشکیل NAO و بخش



شکل ۱. میانگین همادی فعالیت موج برحسب ms^{-1} در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای (الف) فاز مثبت و (ب) فاز منفی NAO.



شکل ۲. میانگین همادی واگرایی شار افقی فعالیت پیچکی بر حسب 10^{-5} ms^{-2} و بردار شار فعالیت پیچکی بر حسب $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای (الف) فاز مثبت و (ب) فاز منفی NAO.

۲-۴ میانگین همادی واگرایی شار افقی فعالیت موج

و بردار شار افقی آن

از آنجا که واگرایی شار فعالیت موج نشان‌دهنده چشمه موج (مکانی که از آنجا بسته موج منتشر شده است) و همگرایی آن بیانگر چاهه موج (محل میرایی موج) است، محاسبه این کمیت در تشخیص چشمه و چاهه فعالیت موج موثر است. از این رو میانگین همادی واگرایی شار افقی و بردار شار افقی فعالیت پیچکی در شکل ۲ داده شده است. همان‌طور که در شکل مشخص است، در دو فاز مثبت و منفی یک مرکز واگرایی قوی در شرق کانادا وجود دارد که در فاز مثبت در عرض‌های بالاتر قرار گرفته و بیانگر چشمه بسته موج در این منطقه است. بردار شار در هر دو فاز از مرکز این منطقه به سمت عرض‌های بالا و پایین است که در فاز منفی، انتشار قطب‌سوی بسته موج بیشتر از فاز مثبت است. همچنین در هر دو فاز، منطقه واگرایی دیگری در شمال شرق اطلس شمالی به چشم می‌خورد که در فاز مثبت قوی‌تر از فاز منفی است.

مراکز واگرایی و همگرایی در عرض‌های بالا و شار بسته موج بیانگر آن است که در فاز مثبت، منطقه وسیع چشمه موج در عرض‌های بالا و در شمال شرق اطلس و شمال اروپا واقع است (شکل ۲-الف). علت این امر

وجود جریان جتی روی اقیانوس اطلس و در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی است که بر ناحیه مسیر توفان اقیانوس اطلس شمالی منطبق است و در فاز مثبت NAO باعث می‌شود که مسیر توفان اطلس به سمت شمال شرق منحرف شود (نصراصفهانی و همکاران، ۱۳۸۷). با توجه به بردار شار، این فعالیت موج به سمت عرض‌های پایین‌تر و مناطق مدیترانه و خاورمیانه منتقل می‌شود. اما همان‌طور که در شکل ۲-ب نیز مشخص است، در فاز منفی انتشار فعالیت موج به سمت عرض‌های پایین خیلی کمتر و در عوض انتشار بیشتر به سمت شرق است. علت این امر می‌تواند وجود جریان جتی در راستای مداری روی اقیانوس اطلس در فاز منفی باشد.

توزیع شار فعالیت پیچکی و واگرایی آن در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳) نیز موید مطالب گفته شده است. یعنی در فاز مثبت NAO، منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا بیشتر تحت‌تأثیر انتشار فعالیت موج از شمال شرق اطلس است؛ در حالی که در فاز منفی NAO، چشمه موج برای این مناطق غرب اطلس است.

نکته قابل ذکر دیگر با توجه به شکل‌های ۲ و ۳ این است که مراکز همگرایی و واگرایی در فاز مثبت دارای کج‌شدگی شمال شرقی- جنوب غربی است که این نشان‌دهنده تابش استواسوی فعالیت موج است که با

گفت منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا در این فاز، محل انتقال فعالیت موج از شمال اروپا و شمال شرق اطلس است. در فاز منفی، فعالیت موجی شکل گرفته روی گرینلند، شمال اروپا را تحت تاثیر قرار داده است و به میزان کمتری به عرض‌های پایین منتقل می‌شود. این در حالی است که مرکز واگرایی روی غرب اطلس بیشتر به سمت شرق حرکت می‌کند و منطقه مدیترانه را تحت تاثیر قرار می‌دهد.

همان‌طور که در مقادیر شار مربوط به حوزه اصلی دیده می‌شود (جدول ۱)، مقدار شار ورودی از مرز شمالی حوزه، یعنی از عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین و منطقه مدیترانه، و همچنین مقدار شاری که از مرز جنوبی این حوزه خارج می‌شود، در فاز مثبت بیشتر است. اما در فاز منفی NAO شار ورودی از مرز غربی حوزه بیشتر است. به‌طور خلاصه می‌توان گفت تاثیرپذیری چرخندزایی در منطقه مدیترانه از شمال اروپا و عرض‌های بالا در فاز مثبت بیشتر از فاز منفی است، ولی تاثیرپذیری منطقه مدیترانه از غرب اطلس در فاز منفی بیشتر از فاز مثبت است. به‌عبارت دیگر در فاز مثبت NAO، منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا تحت تاثیر چرخندهایی است که در شمال شرق اطلس تقویت می‌یابند و به سوی عرض‌های پایین و شمال اروپا کشیده می‌شوند و آن مناطق را تحت تاثیر قرار می‌دهند. سپس این چرخندها به عرض‌های پایین‌تر و منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا منتقل می‌شوند. اما در فاز منفی، چرخندزایی منطقه مدیترانه ارتباط بیشتری با چرخندزایی در غرب اطلس دارد.

در بررسی تفصیلی مکعب‌مستطیل مدیترانه و تقسیم آن به سه زیرحوزه غربی، مرکزی و شرقی و در نظر گرفتن شار ورودی و خروجی از مرزهای آنها (جدول ۲) می‌توان گفت که مقدار شار ورودی از مرز غربی زیر حوزه‌های غربی و مرکزی در فاز منفی و زیرحوزه شرقی در فاز مثبت بیشتر است. مقدار شار خروجی از مرز شرقی

شکست و اچرخندی موج رابطه دارد؛ ولی در فاز منفی، کج‌شدگی شمال‌غربی- جنوب شرقی است که بیانگر تابش قطب‌سوی فعالیت پیچکی بوده و با شکست چرخندی موج مربوط است (اسلر و هینز، ۱۹۹۹). برای مشخص شدن مقدار شار ورودی و خروجی به منطقه مدیترانه در دو فاز NAO، میانگین قائم واگرایی شار و بردار شار بین ترازهای ۴۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۴ نشان داده شده است. همچنین مکعب‌مستطیلی از سطح ۶۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ۱۵ درجه غربی تا ۴۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی در نظر گرفته شده و شار ورودی و خروجی فعالیت موج برای حوزه‌ی اصلی و زیر حوزه‌ها نیز محاسبه (شکل ۵) و نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. از آنجاکه جهت بردار یکه عمود بر مرزها و به سمت بیرون در نظر گرفته شده است، علامت مثبت (منفی) مقادیر شار فعالیت موج بیانگر خروج (ورود) شار از آن مرز است. بنابر شکل ۴-الف، چشمه موج در فاز مثبت NAO در عرض ۵۵ درجه شمالی قرار دارد. می‌توان گفت مرکز واگرایی وسیع از غرب تا شمال شرق اطلس گسترده شده است و سپس در عرض ۶۰ درجه شمالی به سمت شرق و عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود. درحالی‌که در فاز منفی NAO، دو مرکز واگرایی، یکی در عرض ۴۵ درجه شمالی در غرب اطلس و جنوب جزایر نیوفاندلند و دیگری در عرض ۷۰ درجه شمالی روی گرینلند قرار دارد (شکل ۴-ب). چشمه موج تشکیل شده در غرب اطلس در فاز منفی به سمت عرض‌های بالا و همچنین شرق منتقل می‌شود؛ ولی جهت شار و مراکز پیوسته همگرایی و واگرایی موجود در عرض ۷۰ درجه شمالی نشان می‌دهد که این چشمه موج در عرض‌های بالا به سمت شرق حرکت می‌کند و روی عرض‌های پایین‌تر اثر ندارد. در فاز مثبت NAO، شمال اروپا متأثر از بسته موج تشکیل شده در غرب اطلس است و با توجه به بردار شار می‌توان

شرقی میانگین گیری شده است. نکته قابل توجه، تفاوت واگرایی شار در صفحه نصف‌النهاری- قائم با واگرایی شار افقی داده شده در شکل‌های ۲ تا ۴ است. خطوط پیوسته نشانگر مقادیر مثبت (واگرایی شار) و خط چین‌ها نشانگر مقادیر منفی (همگرایی شار) است. در فاز مثبت NAO، (شکل ۶-الف)، بردار شار که از وردسپهر زیرین شکل می‌گیرد، در عرض‌های بالاتر از ۶۰ درجه تا میانه وردسپهر (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) بالاسو و نشان‌دهنده شار قطب‌سوی گرما است؛ درحالی‌که در عرض‌های کمتر از ۶۰ درجه و در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، این بردار به‌طور کامل قائم نیست و دارای مولفه افقی نیز هست که این نشانگر شار نصف‌النهاری تکانه است. مرکز همگرایی ضعیف واقع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و عرض‌های پایین نیز نشان‌دهنده انتشار ضعیف بسته‌موج به سمت استوا در آن تراز است. با توجه به استواسو بودن بردار شار، می‌توان شکست و اچرخندی موج و انتقال شمال‌سوی تکانه را استنباط کرد. در وردسپهر زیرین (تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال)، مولفه افقی و استواسوی شار غالب است و شاخه قطب‌سوی شار که تقریباً در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفته بسیار ضعیف‌تر از شاخه استواسوی آن است.

در فاز منفی NAO (شکل ۶-ب) مولفه قائم بردار شار در وردسپهر زیرین قوی‌تر و در عرض ۵۵ درجه تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال به‌صورت قائم است؛ ولی در عرض‌های بالاتر و پایین‌تر از ۵۵ درجه و در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، بردار شار دارای مولفه استواسو و قطب‌سواست که بیانگر شار تکانه به سوی شمال و جنوب است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، بردار شار دارای دو شاخه قطب‌سو و استواسو است که شاخه قطب‌سوی آن از فاز مثبت قوی‌تر و نشان‌دهنده شکست چرخندی قوی‌تر در فاز منفی NAO است. از سوی دیگر، شاخه استواسوی آن نسبت به فاز مثبت ضعیف‌تر است که نشان‌دهنده شکست و اچرخندی در فاز مثبت قوی‌تر از فاز منفی است.

در فاز مثبت NAO در زیر حوزه‌های مرکزی و شرقی و در فاز منفی آن در زیرحوزه غربی بیشتر است. شار ورودی از مرز شمالی در هر سه زیرحوزه در فاز مثبت بیشتر از فاز منفی است؛ ولی شار خروجی از مرز جنوبی در زیرحوزه غربی در فاز منفی بیشتر است.

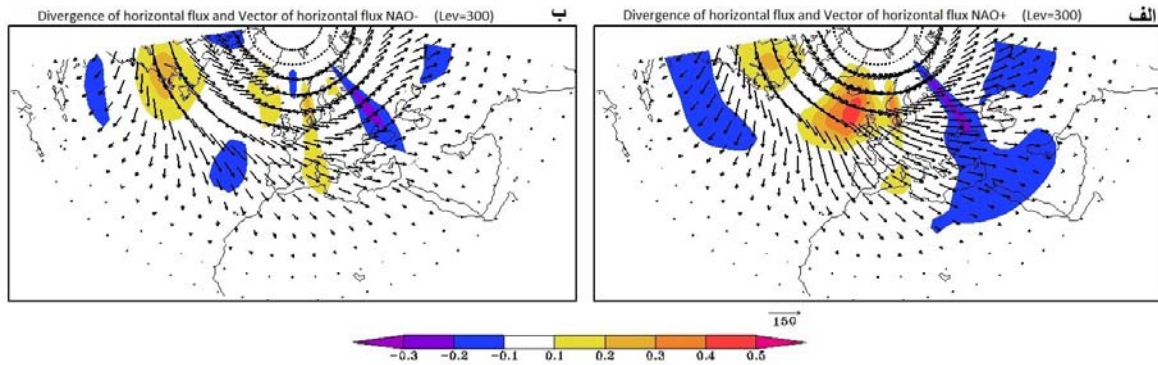
به‌طور کلی با توجه به مقادیر مثبت و منفی شار فعالیت موج در سه زیرحوزه می‌توان گفت که در هر دو فاز، غرب مدیترانه به‌صورت چاهه فعالیت موج رفتار می‌کند؛ درحالی‌که مقدار شار ورودی به غرب مدیترانه در فاز منفی بیشتر است، مقدار شار خروجی و ورودی از مرکز و شرق مدیترانه، یک مرتبه بزرگی در فاز مثبت بیشتر از فاز منفی است. در واقع مرکز مدیترانه برای مناطق جریان‌سوی آن، در فاز مثبت چشمه موج قوی‌تری است. همچنین بنابر شکل‌های ۳-الف و ۴-الف، در فاز مثبت NAO شرق مدیترانه و جنوب غرب آسیا فعالیت پیچکی بیشتری را دریافت می‌کند.

۳-۴ میانگین مولفه‌های نصف‌النهاری و قائم شار فعالیت پیچکی

راه دیگر برای کسب اطلاع از وضعیت فعالیت موج و انتشار آن، رسم سطح مقطع در صفحه نصف‌النهاری- قائم به روال مرسوم برای شار EP (ادمون و همکاران، ۱۹۸۰) است. مولفه‌های نصف‌النهاری و قائم شار و واگرایی آن در صفحه نصف‌النهاری- قائم، کمیتی موثر در فرایابی انتشار پیچک و برهم‌کنش آن با جریان میانگین است. به کمک بردار شار می‌توان انتشار امواج را بررسی کرد و از واگرایی آن اطلاعات مفیدی در باره تولید و از بین رفتن آشفتگی‌ها و برهم‌کنش با جریان میانگین به‌دست آورد. شکل ۶ نشان‌دهنده چنین سطح مقطعی برای میانگین همادی تصویر بردار شار فعالیت موج و واگرایی آن روی صفحه نصف‌النهاری- قائم در فازهای بحرانی مثبت و منفی NAO است که بین ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه

جدول ۱. جمع شار افقی برونسوی فعالیت موج m^3s^{-2} از مرزهای مکعب مستطیل مدیترانه برای فازهای مثبت و منفی NAO.

مجموع	مرز جنوبی	مرز شمالی	مرز شرقی	مرز غربی	مکعب مستطیل بزرگ
-4.87E+07	5.50E+07	-7.00E+07	1.27E+08	-1.61E+08	NAO+
-3.99E+07	4.71E+07	-2.28E+07	1.30E+08	-1.94E+08	NAO-



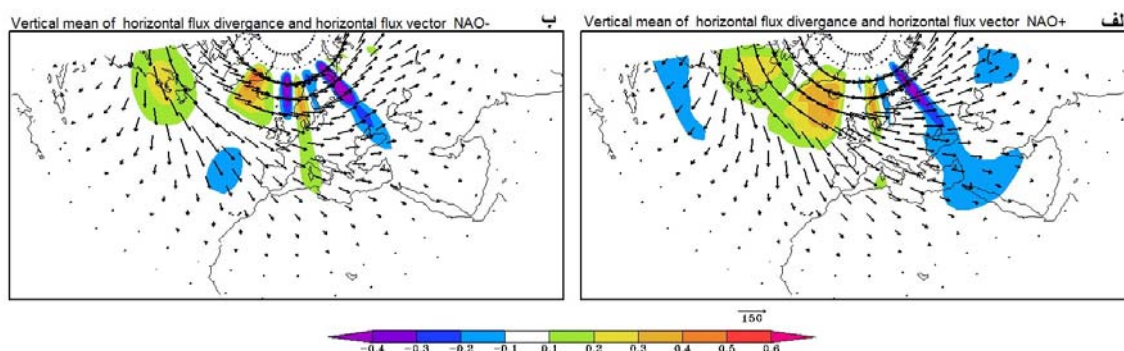
شکل ۳. مشابه شکل ۲ ولی برای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال.

جدول ۲. جمع شار افقی برونسوی فعالیت موج m^3s^{-2} از زیرحوزه‌های غربی، مرکزی و شرقی مکعب مستطیل مدیترانه برای فازهای مثبت و منفی NAO.

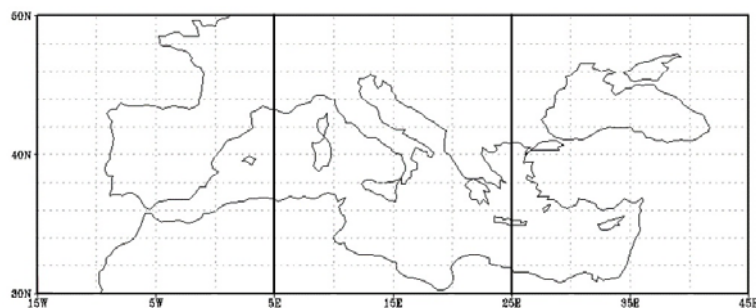
مجموع	مرز جنوبی	مرز شمالی	مرز شرقی	مرز غربی	مکعب مستطیل غربی
-3.65E+07	1.40E+07	-7.21E+07	1.46E+08	-1.61E+08	NAO+
-3.81E+07	1.42E+07	-2.34E+07	1.53E+08	-1.94E+08	NAO-
مجموع	مرز جنوبی	مرز شمالی	مرز شرقی	مرز غربی	مکعب مستطیل مرکزی
1.73E+07	2.47E+07	-1.82E+07	1.57E+08	-1.46E+08	NAO+
6.17E+06	1.85E+07	-7.96E+06	1.53E+08	-1.57E+08	NAO-
مجموع	مرز جنوبی	مرز شمالی	مرز شرقی	مرز غربی	مکعب مستطیل شرقی
-2.10E+07	2.09E+07	-2.04E+07	1.27E+08	-1.57E+08	NAO+
-6.32E+06	1.82E+07	-1.43E+06	1.30E+08	-1.53E+08	NAO-

شکل‌های ۶-الف و ب مشخص است که شاخه استواسوی بردار شار در فاز مثبت نسبت به فاز منفی بیشتر است و در عرض‌های بالاتر روی می‌دهد و این بیان‌کننده آن است که جت جنب‌حاره‌ای در فاز مثبت NAO علاوه بر تقویت شدن به عرض‌های بالاتر نیز کشیده می‌شود.

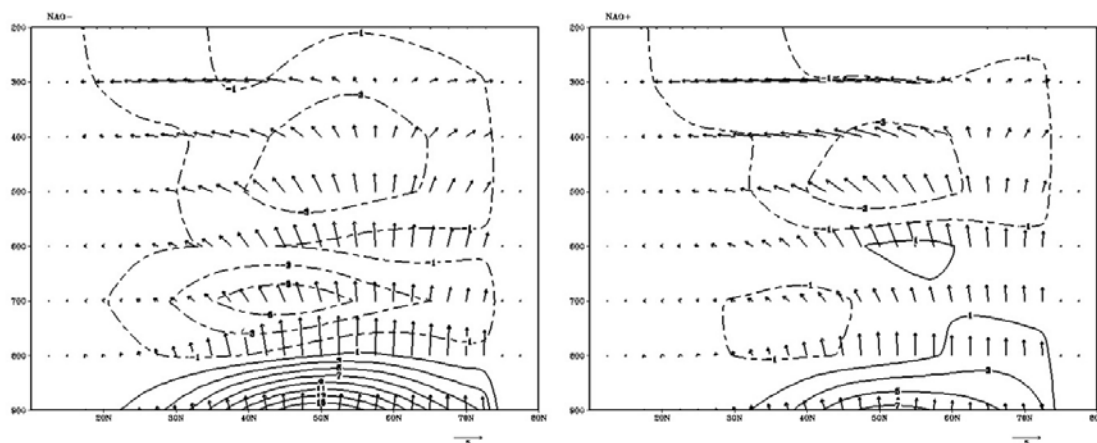
براساس نتایج تورنکرافت و همکاران (۱۹۹۳)، انتشار استواسوی شار فعالیت موج، نشان‌دهنده انتشار استواسوی موج و شکست و اچرخندی آن است. در این حالت، امواج با از دست دادن تکانه خود به شارش میانگین، باعث تقویت جت جنب‌حاره‌ای می‌شوند. همچنین با توجه به



شکل ۴. میانگین قائم واگرایی شار افقی فعالیت پیچکی برحسب 10^{-5} ms^{-2} و بردار شار افقی فعالیت پیچکی برحسب $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ بین ترازهای ۲۰۰ تا ۴۰۰ کتوپاسکال برای (الف) فاز مثبت و (ب) فاز منفی NAO.



شکل ۵. حوزه انتخابی مدیترانه و زیرحوزه‌های آن برای محاسبه فعالیت پیچکی و شار آن.



شکل ۶. میانگین تصویر بردار شار فعالیت موج و واگرایی آن روی صفحه نصف‌النهاری-قائم با میانگین‌گیری بین طول جغرافیایی ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی برای (الف) فاز مثبت (ب) فاز منفی NAO خطوط پیوسته، مقادیر مثبت و خطچین‌ها مقادیر منفی را نشان می‌دهد.

۵ نتیجه‌گیری
هینز (۱۹۹۹)، تفاوت میانگین همادی فعالیت پیچکی و شار آن و همچنین واگرایی و همگرایی شار افقی فعالیت پیچکی در فازهای مثبت و منفی NAO برای ماه‌های

در این مقاله با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR و رابطه بودجه فعالیت پیچکی بر مبنای فرمول‌بندی اسلر و

بیشتر صورت می‌گیرد.

۴. کج‌شدگی جنوب غربی-شمال شرقی محور مراکز واگرایی و همگرایی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت نشان‌دهنده تابش استواسوی فعالیت پیچکی و شکست و اچرخندی موج است؛ باین حال در فاز منفی، محور این کج‌شدگی شمال غربی-جنوب شرقی و نشان‌دهنده شکست و اچرخندی و تابش قطب‌سوی فعالیت پیچکی است.

۵. سطح مقطع نصف‌النهاری-قائم بیانگر شار شمال‌سوی قوی‌تر تکانه در وردسپهر زیرین در فاز مثبت NAO و شار جنوب‌سوی قوی‌تر تکانه در فاز منفی است. همچنین در وردسپهر زیرین، مطابق انتظار شار بالاسو در هر دو فاز نشان‌دهنده وجود شار شمال‌سوی گرما است.

مراجع

اسعدی، ع.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س. و محب‌الحجه، ع. ر.، ۱۳۹۰، بررسی دینامیک مسیر توفان مدیترانه از دیدگاه شار فعالیت موج راسبی، م. ژئوفیزیک ایران، ۴، ۳۱-۴۵.

نصراصفهانی، م. ع.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۸۷، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی وردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا، م. فیزیک زمین و فضا، ۲، ۵۱-۶۴.

نصراصفهانی، م. ع.، احمدی گیوی، ف. و محب‌الحجه، ع. ر.، ۱۳۸۹، بررسی انرژی‌تیک ارتباط نوسان اطلس شمالی (NAO) و گردش بزرگ مقیاس وردسپهر در جنوب غرب آسیا، م. فیزیک زمین و فضا، ۳، ۱۳۱-۱۴۹.

Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. A. and Mohebalhojeh, A. R., 2013, Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., doi:10.1002/qj.2171.

دسامبر، ژانویه و فوریه در دوره زمانی ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۱، در محدوده ۱۰ درجه شمالی تا ۸۰ درجه شمالی و ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی عرضه و بررسی شد. ۶۸ ماه از ۱۸۶ ماه این دوره جزء ماه‌های بحرانی (۳۱ ماه مثبت و ۳۷ ماه منفی) قرار می‌گیرند. نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به صورت زیر برشمرد:

۱. در فاز مثبت NAO، فعالیت پیچکی روی اطلس شمالی کمتر از فاز منفی است و مرکز بیشینه فعالیت موج در فاز مثبت در شمال غرب و در فاز منفی در شمال اقیانوس اطلس قرار دارد.

۲. در فاز مثبت NAO، یک منطقه واگرایی شار فعالیت موج (چشمه موج) در شمال شرق اطلس واقع است. میدان بردار شار افقی نشان می‌دهد که این فعالیت موج به سمت عرض‌های پایین‌تر و شمال اروپا منتقل شده و سپس منطقه مدیترانه را تحت تاثیر قرار می‌دهد. ولی در فاز منفی، یک مرکز واگرایی در غرب اطلس واقع است که شار افقی حاصل از آن با انتشار به سمت شرق، منطقه مدیترانه را متاثر می‌سازد.

۳. مقادیر شار ورودی و خروجی در مکعب‌مستطیل مدیترانه که از عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۵ درجه غربی تا ۴۵ درجه شرقی و بین ترازهای ۶۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال گسترده شده، نشان می‌دهد که در فاز مثبت NAO، شار ورودی از عرض‌های بالاتر به سمت استوا از فاز منفی بیشتر است. در فاز منفی NAO، شار ورودی به زیرحوزه غربی مکعب‌مستطیل مدیترانه بیشتر از فاز مثبت و به عبارت دیگر تاثیر منطقه مدیترانه در فاز منفی از غرب اطلس بیشتر است. مجموع شارهای ورودی و خروجی از چهار مرز زیرحوزه غربی در فاز منفی بیشتر از فاز مثبت است؛ ولی در دو زیرحوزه مرکزی و شرقی، مجموع این شارها یک مرتبه بزرگی در فاز مثبت بیشتر است. یعنی انتقال فعالیت موج از غرب به شرق مدیترانه و سپس مناطق جریان‌سوی آن در فاز مثبت

- Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F. and Mohebalhojeh, A. R., 2011, An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 749-756.
- Orlanski, I. and Katzfey, J. J., 1991, The life cycle of a cyclone wave in the southern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1972-1998.
- Orlanski, I. and Sheldon, J. P., 1993, A case of downstream baroclinic development over western North America. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2929-2950.
- Osborn, T. J., 2006, Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation, *Weather*, **61**, 353-355.
- Plumb, R. A., 1983, a new look at the energy cycle, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1669-1688.
- Plumb, R. A., 1986, Three-dimensional propagation of transient quasigeostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1657-1678.
- Rodwell, M. J., Rowell, D. P. and Folland, C. K., 1999, Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, **398**, 320-323.
- Takaya, K. and Nakamura, H., 2001, A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J., and McIntyre, E., 1993, Two paradigms of baroclinic life cycle behavior, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 17-35.
- Trigo, I. F., Davies, T. D. and Bigg, G. R., 1999, Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Climate*, **127**, 1685-1696.
- Vallis, G. K. and Gerber, E. P., 2008, Local and hemispheric dynamics of the North Atlantic Oscillation, annular patterns and the zonal index, *Dyn. Atm. Oceans*, **44**, 184-212.
- Vanneste, J. and Shepherd, T. G., 1998, On the group velocity property for conservation laws, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1063-1068.
- Chang, E. K. M. and Yu, D. B., 1999, Characteristics of wave packets in the upper troposphere, Part I: Northern hemisphere winter, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1708-1728.
- Chang, E. K. M., 2000, Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: examples from the Southern hemisphere summer season of 1984/85, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 25-50.
- Chang, E. K. M., Lee, S. and Swanson, K. L., 2002, Storm track dynamics, *J. Climate*, **15**, 2163-2183.
- Cohen, J. and Barlow, M., 2005, The NAO, the AO, and global warming: How closely related? *J. Climate*, **18**, 4498-4513.
- Danielson, R. E., Gyakum, J. R. and Straub, D. N., 2006, A case study of downstream baroclinic development over the North Pacific Ocean. Part II: diagnoses of eddy energy and wave activity, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1549-1567.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J. and McIntyre, M. E., 1980, Eliassen-Palm sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Esler, J. G. and Haynes, P. H., 1999, Baroclinic wave breaking and internal variability of the tropospheric circulation, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 4014-4031.
- Hakim, G. J., 2003, Developing wave packets in the North Pacific storm track, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2824-2837.
- Hoskins, B. J. and Hodges, K. I., 2002, New perspectives on the Northern hemisphere winter storm tracks, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1041-1061.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W. and van Loon, H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Luo, D., Diao, Y. and Feldstein, S. T., 2010, The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: a link between intraseasonal and interannual variability, *J. Atmos. Sci.*, **68**, 577-601.