



ار تباط شاخصهای پایداری جوّ با دور پیوندهای NAO و IOD در منطقه غرب آسیا

امیر طهماسبیپاشا^۱، محمد میرزائی^۲، علیرضا محبالحجه ^۳ ^۱دانشجوی دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، amir.tahmasebi@ut.ac.ir ^۲دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، mirzaeim@ut.ac.ir ^۳ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، amoheb@ut.ac.ir

چکیدہ

با توجه به تأثیر مهم نوسانات بزرگ مقیاس دورپیوندی در تشکیل سامانههای همرفتی، بررسی اثر این شاخصها بر توزیع اقلیم شناختی شاخصهای پایداری جوّ می تواند کمک شایانی به پیش بینی سامانههای همرفتی کند. در این پژوهش، ابتدا فازهای بحرانی مثبت و منفی دو شاخص دورپیوندی نوسان اطلس شمالی (NAO) و دوقطبی اقیانوس هند (IOD) تعیین شد. میانگین شاخصهای پایداری جوّ شامل انرژی پتانسیل دسترس پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص بالابری (LI)، شاخص کا (KI) و شاخص مجموع مجموعها (ITT) طی دوره ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ با استفاده از دادههای IRA55 با تفکیک افتی [°] ۱/۲۵×[°] ۱/۲۵ و شاخص مجموعها (ITT) طی دوره مقبت و منفی دورپیوندهای NAO و DD برای فصل بهار در افتی [°] ۱/۲۵×[°] ۱/۲۵ برای ماههای بحرانی مربوط به فازهای مثبت و منفی دورپیوندهای NAO و DD برای فصل بهار در منطقه غرب آسیا تعیین و سپس اختلاف میانگین فازهای مثبت و منفی هر دورپیوند محاسبه شد. نتایج این پژوهش نشان می دهد که عموماً فاز مثبت (منفی) شاخص NAO با کاهش (افزایش) و نیز فاز مثبت (منفی) شاخص ای افزایش (کاهش) گستردگی مکانی توزیع مقادیر شاخصهای پایداری جوّ در بخش بزرگی از منطقه مورد مطالعه همراه است.

واژههای کلیدی: نوسان اطلس شمالی، دوقطبی اقیانوس هند، انرژی پتانسیل دسترسپذیر همرفتی، شاخص کا، شاخص بالابری، شاخص مجموع مجموعها

The relationship between atmospheric stability indices and teleconnections of NAO and IOD over the West Asia Amir Tahmasebi pasha¹, Mohammad Mirzaei², Ali R. Mohebalhojeh³

¹ PhD Student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran
 ³ Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran
 ² Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran

Abstract

Due to the importance of teleconnections in the formation of convective systems, investigating the effect of these indices on the climatological distribution of atmospheric stability indices can be of great help in predicting convective systems. In this study, first, the positive and negative critical phases of the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Indian Ocean Dipole (IOD) were determined. Using JRA55 data with a horizontal resolution of $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ for the period 1958 to 2018, the average values of the atmospheric stability indices including Convective Available Potential Energy (CAPE), Lifted Index (LI), K Index (KI) and Total Totals Index (TTI) were calcualted for the critical months of the positive and negative phases associated with the NAO and IOD teleconnections in the spring season over the West Asia region from which the average differences of the two phases were determined for each teleconnection. Results show that generally the area of the atmospheric stability indices with significant values decreases (increases) during the positive (negative) phase of the NAO and increases (decreases) during the positive (negative) phase of the NAO and increases (decreases) during the positive (negative) phase of the study area.

Keywords: North Atlantic Oscillation, Indian Ocean Dipole, Convective Available Potential Energy, K Index, Lifted Index, Total Totals Index





۱ مقدمه

توسعه اقلیمشناختی سامانههای همرفتی میانمقیاس (MCSs) تحت تأثیر متغیرهای ترمودینامیکی، دینامیکی و پیوند بين شاخصهاي پايداري (شاخصهاي همرفتي) جوّ و الگوهاي بزرگمقياس است (كاميوزانو و همكاران، ۲۰۱۸). پیش بینی آنها بهدلیل شکل گیری سریع در بازههای زمانی و مکانی کوچک، بسیار مهم و کار دشواری است. بنابراین بررسی دقیق این نوع ناپایداریها به درک خوبی از مسائل بزرگمقیاس، همچون تأثیر نوسانات دورپیوندی در افزایش یا کاهش ظرفیت تشکیل سامانههای همرفتی بستگی دارد. شاخصهای پایداری جوّ به هریک از کمّیتهایی ترمودینامیکی اطلاق می شود که ارزیابی ظرفیت محیط برای فعالیت همرفتی را ممکن می سازند (شووالتر، ۱۹۴۷) که از جمله آنها می توان به انرژی پتانسیل دسترس پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص کا (KI)، شاخص بالابری (LI) و شاخص مجموع مجموعها (TTI) اشاره کرد. از طرفی دورپیوندها، بیهنجاریهای بزرگمقیاس مکانی و زمانی هستند که با تأثیر بر گردشهای جوّی موجب دگرگونی در الگوهای آبوهوایی بر روی مناطق وسیع جغرافیایی میشوند (والاس و گوتزلر، ۱۹۸۱). از جمله دورپیوندها می توان به نوسان اطلس شمالی (NAO) و دوقطبی اقیانوس هند (IOD) اشاره کرد. مطالعات زیادی برای بررسی اثر دورپیوندها بر وضعیت جوّی انجام شده است. از آنجمله، نصراصفهانی و همکاران (۱۳۸۸) با بررسی اثر NAO و MJO بر وضعیت جوّی منطقه جنوب غرب آسیا نشان دادند که در فاز مثبت NAO، شرایط برای شکلگیری و تقویت چرخندهای بزرگمقیاس در شرق مدیترانه مساعدتر است. وینرس و همکاران (۲۰۱۷) به بررسی رابطه IOD و ENSO بر روی همرفت جوّی پرداختند و نتیجه گرفتند که IOD منفی منجر به همگرایی هوا در سطوح زیرین وردسپهر و افزایش گرمایش همرفتی بر روی منطقهٔ جنوبشرق آسیا میشود. در پژوهش حاضر، توزیع اقلیمشناختی برخی شاخصهای پایداری جوّ و ارتباط آنها با برخی نوسانات دورپیوندی بر روی منطقه غرب آسیا مورد بررسی قرار میگیرد.

۲ روش تحقیق

در این پژوهش، ابتدا با استفاده از دادههای بازتحلیل ژاپنی JRA55 با تفکیک افقی °۱/۲۵× ۱/۲۵ چهار شاخص پایداری جو KI ،LI ، CAPE و TTT طی دوره ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ محاسبه و میانگین ماهانه و فصلی آنها تعیین شده است. شاخص CAPE از رابطه زیر بهدست میآید (مونکریف و میلر، ۱۹۷۶):

(1)

(٢)

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \left(\frac{T_p - T}{T} \right) dz$$

که LFC تراز همرفت آزاد و EL تراز تعادل بوده، g شتاب گرانی، و T و T_p بهترتیب نشان دهنده دمای محیط و دمای بسته هوا است. همچنین، شاخص LL با رابطه زیر بیان می شود (گالوی، ۱۹۵۶):

$$LI = T_{500} - T_{p500}$$

در اینجا پاییننویس دما بیانگر فشار تراز مربوطه برحسب هکتوپاسکال است. علاوه بر این، شاخص KI از رابطه زیر محاسبه میشود (جرج، ۱۹۶۰):

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$
^(Y)

که _T نشاندهنده دمای نقطه شبنم بوده و پاییننویس بیانگر فشار تراز مربوطه برحسب هکتوپاسکال است. در نهایت، شاخص TTI بهصورت زیر بیان میشود (میلر، ۱۹۷۲):

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) = (T_{850} + T_{d850}) - 2(T_{500})$$
(f)

پس از محاسبه چهار شاخص مذکور، فازهای شاخصهای NAO و IOD طی دوره مورد مطالعه و برای فصل بهار بهدلیل بارز بودن توأمان فعالیت همرفتی و نیز دینامیکی در این دوره تعیین شد. فازهای شاخص NAO از وبگاه https://www.cpc.ncep.noaa.gov/ /www.cpc.ncep.noaa.gov/ و شاخصهای بایداری جوّی KI ،LI ،CAPE و TTI طی ماههای بحرانی مثبت و منفی





شاخصهای دورپیوندی مذکور در فصل بهار بر روی منطقه مورد مطالعه در محدوده ۶۰N^o-۰ و ۹۰ E^o تعیین شد. همچنین ضمن محاسبه اختلاف میانگین شاخصهای پایداری جوّ طی دو فاز (فاز منفی منهای فاز مثبت) هر دورپیوند، آزمون t دوطرفه (ویلکس، ۲۰۰۶) برای سنجش درستی نتایج از نظر آماری بهکار گرفته شد.

۳ نتایج

توزیع اختلاف میانگین مادهای بحرانی منفی و مثبت NAO یعنی میانگین مادهای بحرانی منفی منهای میانگین مادهای بحرانی مثبت برای شاخص پایداری جوّ KI ،LI ،CAPE و TTI در شکل ۱ آمده است. پربندهای سفیدرنگ با مقدار ۰/۰۵، سطح اعتماد آماری ۹۵ درصد را نشان میدهند. مطابق شکل ۱، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت (منفی) نشاندهنده افزایش (کاهش) شاخصهای پایداری جوّ طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در مناطق مختلف است. توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE عموماً در نواحی جنبحاره و نیز نواحی حارهای اقیانوس هند دیده میشود که بیانگر افزایش این شاخص طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در مناطق مذکور است (شکل ۱–الف،). با توجه به پربندهای سفیدرنگ در شکل ۱-الف، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE در مسیری از نواحی مرکزی دریای سرخ تا غرب ایران در سطح اعتماد ۹۵ درصد و بالاتر قرار دارند. از طرفی در نواحی حارمای آفریقا، توزیع مقادیر با تفاضل منفی CAPE دیده می شود که نشان دهندهٔ کاهش این شاخص طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این ناحیه است. همچنین الگوی توزیع تفاضل شاخص LI متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت NAO همانند الگوی توزیع تفاضل شاخص CAPE در شکل ۱-ب است. در ادامه در شکل ۱-ج مشاهده می شود که توزیع مقادیر با تفاضل مثبت شاخص KI نسبت به دو شاخص قبلی گسترش بیشتری داشته است، بهنحویکه علاوه بر مناطق جنبحاره و نواحی حارّهای اقیانوس هند، به سمت عرضهای بالاتر جغرافیایی نیز توسعه یافته است. این وضعیت نشاندهنده افزایش KI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این مناطق است. نتایج مربوط به این نواحی بیشینه، از نظر آماری در سطح اعتماد ۹۵ درصد و بالاتر قرار دارند. از طرفی، مقادیر تفاضل منفی KI در نواحی حارّهای آفریقا نسبت به دو شاخص CAPE و LI توسعه کمتری داشته است اما در مقابل در عرضهای بالاتر از ۵۵ درجه شمالی قارّه اروپا توسعه بیشتری را نشان میدهد که نشاندهنده کاهش KI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این نواحی است. همچنین اختلاف میانگین ماههای بحرانی منفی و مثبت شاخص NAO برای TTI (شکل ۱-د) تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل KI (شکل ۱-ج) است، بهنحوی که بیشترین مقادیر با تفاضل مثبت TTI در نواحی مرکزی و شرقی شبهجزیره عربستان و نیز نواحي شمالي أفريقا است. اين وضعيت بيانگر افزايش TTI طي فاز منفي NAO نسبت به فاز مثبت آن در اين مناطق است.

شکل ۲ اختلاف میانگین ماههای بحرانی منفی و مثبت IOD را برای شاخص پایداری جوّ TII ، IL ، IL ، IX و TTT نشان میدهد. برعکس الگوی توزیع مقدار تفاضل برای NAO (شکل ۱)، در شکل ۲ توزیع مقادیر با تفاضل منفی (مثبت) نشاندهنده افزایش (کاهش) شاخصهای پایداری جوّ طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن است. مطابق شکل ۲-الف، مقادیر با تفاضل منفی CAPE تاحدودی برخی از مناطق حارّه و جنبحارّه را دربرمی گیرد که بیانگر افزایش این شاخص طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن در نواحی مذکور است. از طرفی در نواحی کوچکی از مناطق مرکزی و شمال شرقی آفزیقا، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE دیده میشود و نشاندهنده کاهش شاخص طی فاز م مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. همچنین الگوی توزیع تفاضل شاخص IL متأثر از اختلاف فازهای منبت IOD نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. همچنین الگوی توزیع تفاضل شاخص IL متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت IOD (شکل ۲-ب) تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل شاخص IL متأثر از اختلاف فازهای در دو شکل ۲-الف و ۲-ب، نتایج مربوط به نواحیای با کمترین مقدار تفاضل منفی برای هر دو شاخص یادی یایداری قابل توجه است. همچنین مطابق شکل ۲-ج، توزیع تفاضل شاخص IX سبت به دو شاخص یادر II قابل توجه است. همچنین مطابق شکل ۲-ج، توزیع تفاضل مثبت و منفی شاخص IX سبت به دو شاخص پایداری در دو قبلی گسترش بیشتری داشته است. مقادیر با تفاضل منفی علاوه بر مناطقی از حارّه و جنبحارّه، به سمت عرضهای قابل توجه است. همچنین مطابق شکل ۲-ج، توزیع تفاضل منفی علاوه بر مناطقی از حارّه و جنبحارّه، به سمت عرضهای





آن در این نواحی است. از طرفی، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت KI نیز در برخی از نواحی مرکزی روسیه، مدیترانه و اروپا توسعه بیشتری را نسبت به دو شاخص CAPE و LI نشان میدهد و بیانگر کاهش KI طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. علاوه بر این، اختلاف میانگین ماههای بحرانی منفی و مثبت شاخص IOD برای TTI (شکل ۲-د،) تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل KI (شکل ۲-ج) است، به نحوی که مقادیر با تفاضلهای منفی و مثبت تقریباً در مان نواحیای دیده میشود که در شاخص KI

بطور کلی میتوان نتیجه گرفت که در بیشتر مناطق مورد مطالعه، نواحیای که شاخصهای پایداری جوّ دارای مقادیر بارز و معناداری هستند عمدتاً طی فاز مثبت (منفی) شاخص NAO کاهش (افزایش) و طی فاز مثبت (منفی) شاخص IOD افزایش (کاهش) مییابند.



شکل ۱ نقشه ترکیبی توزیع اختلاف میانگین ماههای بحرانی منفی و مثبت برای دورپیوند NAO طی دوره مطالعاتی برای شاخصهای (الف) CAPE، (ب) LI (ج) KII (د) TTI (سایه روشن رنگی) و نیز مناطق دارای سطح معناداری آماری ۰/۰۵ مشخصشده با پربند سفیدرنگ.













شکل ۲ همانند شکل ۱ اما برای IOD.

منابع

- نصراصفهانی، م.، احمدی گیوی، ف.، و محبالحجه، ع.، ۱۳۸۸، بررسی اثر NAO و MJO بر اقلیم جنوبغرب آسیا: رساله دکتری، مؤسسه ژ*نوفیزیک دانشگاه تهران*.
- Campozano, L., Trachte, K., Célleri, R., Samaniego, E., Bendix, J., Albuja, C., and Mejia, J. F., 2018, Climatology and teleconnections of mesoscale convective systems in an Andean basin in southern Ecuador: *Adv. Meteorol.*, **2018**, 1–13.
- Galway, J. G., 1956, The lifted index as a predictor of latent instability: Bulletin of the American Meteorological Society, **37**, 528–529.
- George, J. J., 1960, Weather Forecasting for Aeronautics: Academic Press, 673 pp.
- Miller, R. C., 1972, Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central: Tech. Rept. 200(R). Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.
- Moncrieff, M. W., and Miller, M. J. 1976, The dynamics and simulation of tropical squall lines: *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 373–394.

Showalter, A. K., 1947, A stability index for forecasting thunderstorms: Bull. Amer. Meteor. Soc., 34,250 -252.

- Wallace, J. M., and Gutzler, D. S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter: Mon. Wea. Rev., 109, 784–812.
- Wieners, C. E., Dijkstra, H.A., and de Ruijter, W.P.M., 2017, The influence of atmospheric convection on the interaction between the Indian Ocean and ENSO: J. Clim, 30, 10155–10178.
- Wilks, D. S., 2006, Statistical Methods in the Atmospheric Science: 2nd Ed., Elsevierer, 627 pp.