توزیع اقلیم‌شناختی شاخص‌های همرفتی بر روی منطقه غرب آسیا

امیر طهماسبی‌پاشا[1]، علیرضا محب‌الحجه [2]، محمد میرزائی[3]

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، amir.tahmasebi@ut.ac.ir
[2]استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، amoheb@ut.ac.ir
[2]استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، mirzaeim@ut.ac.ir

چکیده

سامانه‌های همرفتی، پدیده‌های خرد یا میان‌مقیاس جوّی هستند که با شاخص‌های پایداری جوّ تعیین می‌شوند. مطالعه توزیع اقلیم شناختی این شاخص‌ها می‌تواند کمک شایانی به پیش‌بینی سامانه‌های همرفتی کند. بدین منظور، در این پژوهش با استفاده از داده‌های JRA55 با تفکیک افقی 1/25×1/25 درجه جغرافیایی در دو راستای مداری و نصف-النهاری طی دوره مطالعاتی 1958 تا 2018 شاخص‌های پایداری جوّ شامل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص کا (KI)، شاخص بالابری (LI) و شاخص مجموع مجموع‌ها (TTI) برای منطقه وسیعی از نیمکره شمالی شامل غرب آسیا محاسبه و بررسی شدند. نتایج این پژوهش نشان داد که توزیع فصلی شاخص‌های همرفتی بر روی منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر چرخه فصلی دما و رطوبت ناشی از جابه‌جایی ITCZ است. از طرفی مشاهده شد که الگوی توزیع این شاخص‌ها به الگوی توزیع دما به مراتب نزدیک‌تر از الگوی توزیع رطوبت است. همچنین نتایج نشان داد که بیشترین مقادیر شاخص‌های پایداری جوّ در فصل تابستان و در مناطق پست و ساحلی و کمترین آن طی فصل زمستان و در مناطق مرتفع رخ می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: سامانه‌های همرفتی، شاخص‌های پایداری جوّ، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی، شاخص کا، شاخص بالابری، شاخص مجموع مجموع‌ها

Climatological distribution of convective indices over the west Asia

Amir Tahmasebi pasha[1], Ali R. Mohebalhojeh[2], Mohammad Mirzaei[3]

[1] *M.Sc. Student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran*
[2] *Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran*
[3] *Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran*

Abstract

Convective systems are micro or meso-scale atmospheric phenomena determined by atmospheric stability indices. The climatological study of these indices can be important in predicting convective systems. In this study, using JRA55 data with a horizontal resolution of1.25 × 1.25 degree during the period 1958 to 2018, the atmospheric stability indices including Convective Available Potential Energy (CAPE), K Index (KI), Lifted Index (LI) and Total Totals Index (TTI) were calculated for a large area encompassing the west of Asia. The results showed that the seasonal distribution of convective indices in the west of Asia is affected by the seasonal cycles of temperature and humidity associated with the ITCZ displacement. On the other hand, it was observed that the distribution pattern of the stability indices is much closer to the temperature pattern than the moisture pattern. The results also showed that the maximum values of the stability indices occur in summer over lowland and coastal areas and the minimum ones in winter and highlands.

Keywords: Convective systems, stability indices, Convection Available Potential Energy, K Index, Lifted Index, Total Totals Index

1 مقدمه

توفان‌های همرفتی پدیده‌های هواشناسی رایجی هستند که شامل فرآیندهای پیچیده‌ای در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف می‌شوند. این توفان‌ها، برای تشکیل به سه عنصر مهم شامل ناپایداری ایستایی، رطوبت سطوح زیرین وردسپهر و واداشتی برای صعود توده هوا نیاز دارند (لین و همکاران، 2011؛ مک نالتی، 1995 و جونز و داسول، 1992). شناخت توفان‌های همرفتی مستلزم بررسی دینامیکی-ترمودینامیکی آنها و همچنین استفاده از شاخص‌های پایداری جوّ است. شاخص‌های پایداری جوّ به هریک از کمّیت‌هایی اطلاق می‌شود که به کمک نمودارهای ترمودینامیکی داده‌های رادیوگمانه محاسبه شده و ارزیابی ظرفیت محیط برای فعالیت همرفتی را ممکن می‌سازند (شووالتر، 1947). در هواشناسی از شاخص‌های مختلفی برای نشان دادن پایداری جوّ و ظرفیت شکل‌گیری توفان‌های همرفتی استفاده می‌شود که از جمله آنها می‌توان به انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE[1])، شاخص کا (KI[2])، شاخص بالابری (LI[3]) و شاخص مجموع مجموع‌ها (TTI[4]) اشاره کرد. از طرفی بررسی توزیع اقلیم‌شناختی شاخص‌های پایداری جوّ می‌تواند درک بهتری از پتانسیل شکل‌گیری توفان‌های همرفتی ارائه دهد. بدین منظور ریمن-کمپ و همکاران (2009) براساس داده‌های ERA-40[5] به تحلیل اقلیم‌شناختی جهانی CAPE و CIN[6] از سال 1958 تا 2001 پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که تفاوت توزیع مکانی و زمانی این دو پارامتر نسبتا زیاد است. همچنین تاسزارک و همکاران (2018) با مطالعه جنبه‌های اقلیم‌شناختی پارامترهای همرفتی بر روی اروپا با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim از سال 1979 تا 2016 نشان دادند که افزایش مقادیر پارامترهای همرفتی در فصل تابستان برخلاف وجود بیشینه الگوی اقلیم‌شناختی چینش باد در زمستان است. همین امر می‌تواند بیانگر تأثیرگذاری مهم الگوهای دینامیکی بر توسعه توفان‌های همرفتی باشد. در پژوهش حاضر، توزیع اقلیم‌شناختی شاخص‌های پایداری جوّ بر روی منطقه غرب آسیا مورد بررسی قرار می‌گیرد که در بخش بعد ضمن معرفی شاخص‌های پایداری جوّ و روابط حاکم بر آنها، روش انجام تحقیق بیان می‌شوند و در نهایت، جمع‌بندی نتایج حاصل از این پژوهش ارائه می‌شود.

2 روش تحقیق

در این پژوهش، با استفاده از داده‌های بازتحلیل ژاپنی JRA55 با تفکیک افقی 1/25×1/25 درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری شامل متغیرهای دما و رطوبت، چهار شاخص همرفتی CAPE، LI، KI و TTI طی دوره 1958 تا 2018 محاسبه و میانگین ماهانه و فصلی آنها تعیین شده است. انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE) نشان‌دهنده بیشترین انرژی جنبشی است که می‌تواند بسته هوای شناور با واحد جرم را در راستای قائم از تراز همرفت آزاد (LFC[7]) به تراز خنثی شناوری (LNB[8]) برساند. CAPE در نمودار Skew-T ناحیه محصور شده بین دو نیم‌رُخ دمای محیط و دمای بی‌دررو اشباع برای صعود بسته هوا از LFC تا تراز تعادل (EL[9]) است (مونکریف و میلر، 1976) که از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$CAPE = \frac{W_{\max}^2}{2} = g\int_{LFC}^{EL}\left(\frac{T_p - T}{T}\right)dz \qquad (1)$$

که واحد آن، J/kg است. در رابطه (1)، $W_{\max}$ بیشینهٔ سرعت قائم و T و T_p به‌ترتیب نشان دهنده دمای محیط و دمای بسته هوا است. شاخص LI حاصل اختلاف دمای بین محیط و بسته هوایی است که به‌صورت بی‌دررو در یک ارتفاع فشاری معین در وردسپهر صعود کرده و چنانچه مثبت باشد جوّ پایدار بوده و چنانچه منفی باشد، جوّ ناپایدار است (گالوی، 1956) و با رابطه زیر بیان می‌شود:

---

[1] Convection available potential energy
[2] K index
[3] Lifted index
[4] Total Totals index
[5] ECMWF Re-Analysis 40 years
[6] Convective Inhibition Energy
[7] Level of Free Convection
[8] Level of Neutral Buoyancy
[9] Equilibrium Level

$$LI = T_{500} - T_{p500} \quad (2)$$

در اینجا پایین‌نویس دما بیانگر فشار تراز مربوطه برحسب هکتوپاسکال است. شاخص KI یا شاخص جرج از اندازه‌گیری آهنگ کاهش قائم دما، محتوای رطوبتی جوّ زیرین و حد قائم لایه مرطوب محاسبه (جرج، 1960) می‌شود:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3)$$

که T و T_d به‌ترتیب نشان‌دهنده دمای محیط و دمای نقطه شبنم بوده و پایین‌نویس زیر آنها بیانگر فشار تراز مربوطه برحسب هکتوپاسکال است. برای ارزیابی شدت توفان همرفتی از شاخص TTI نیز استفاده می‌شود. این شاخص حاصل ترکیب دو شاخص است: مجموع قائم (VT [1]) مبین اختلاف دمای بین ترازهای 850 و 500 هکتوپاسکال و مجموع تقاطعی (CT [2]) مبین اختلاف بین دمای نقطه شبنم تراز 850 و دمای 500 هکتوپاسکال. شاخص TTI بر روی ناپایداری سطوح میانی وردسپهر متمرکز است (میلر، 1972) و به‌صورت زیر بیان می‌شود:

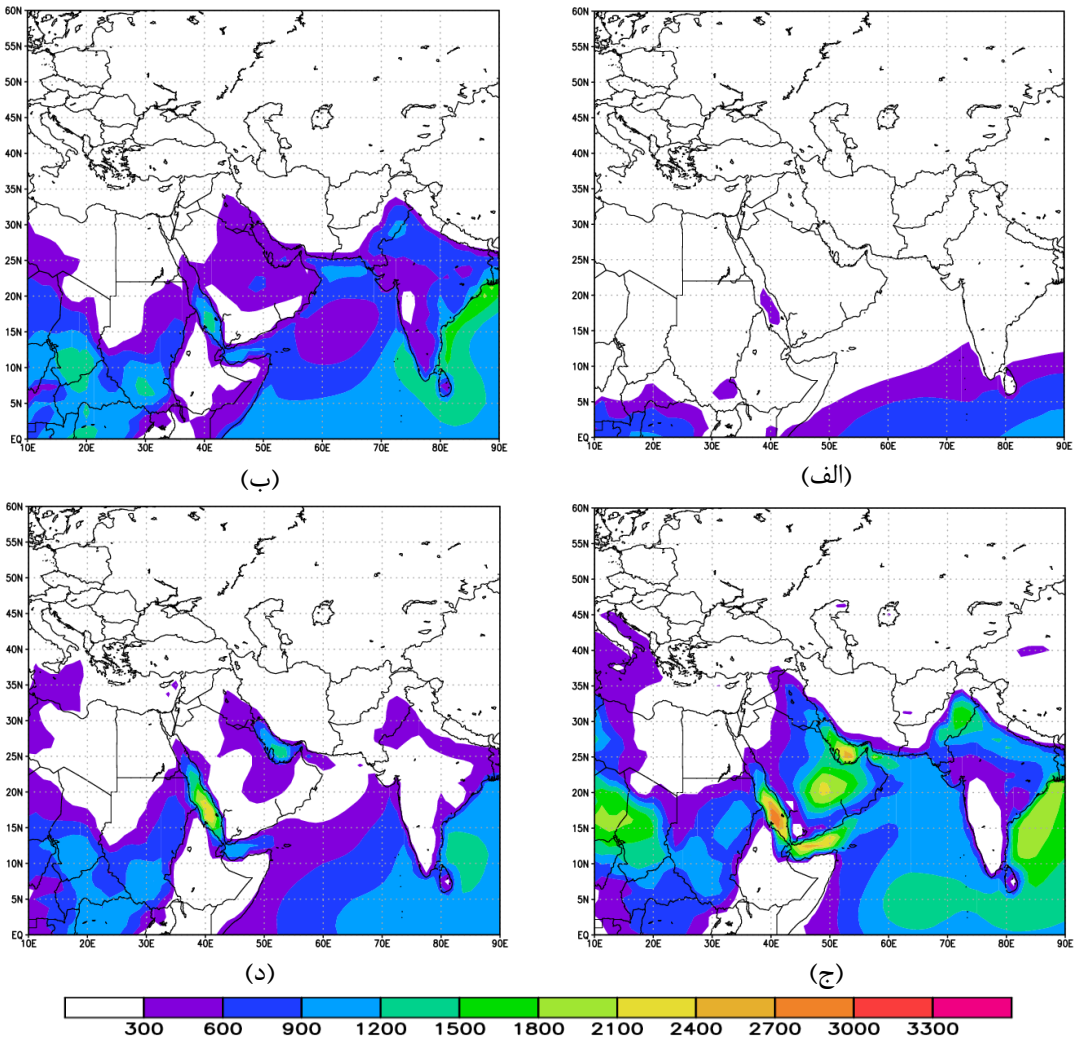
$$TTI = VT + CT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) = (T_{850} + T_{d850}) - 2(T_{500}) \quad (4)$$

3 نتیجه‌گیری

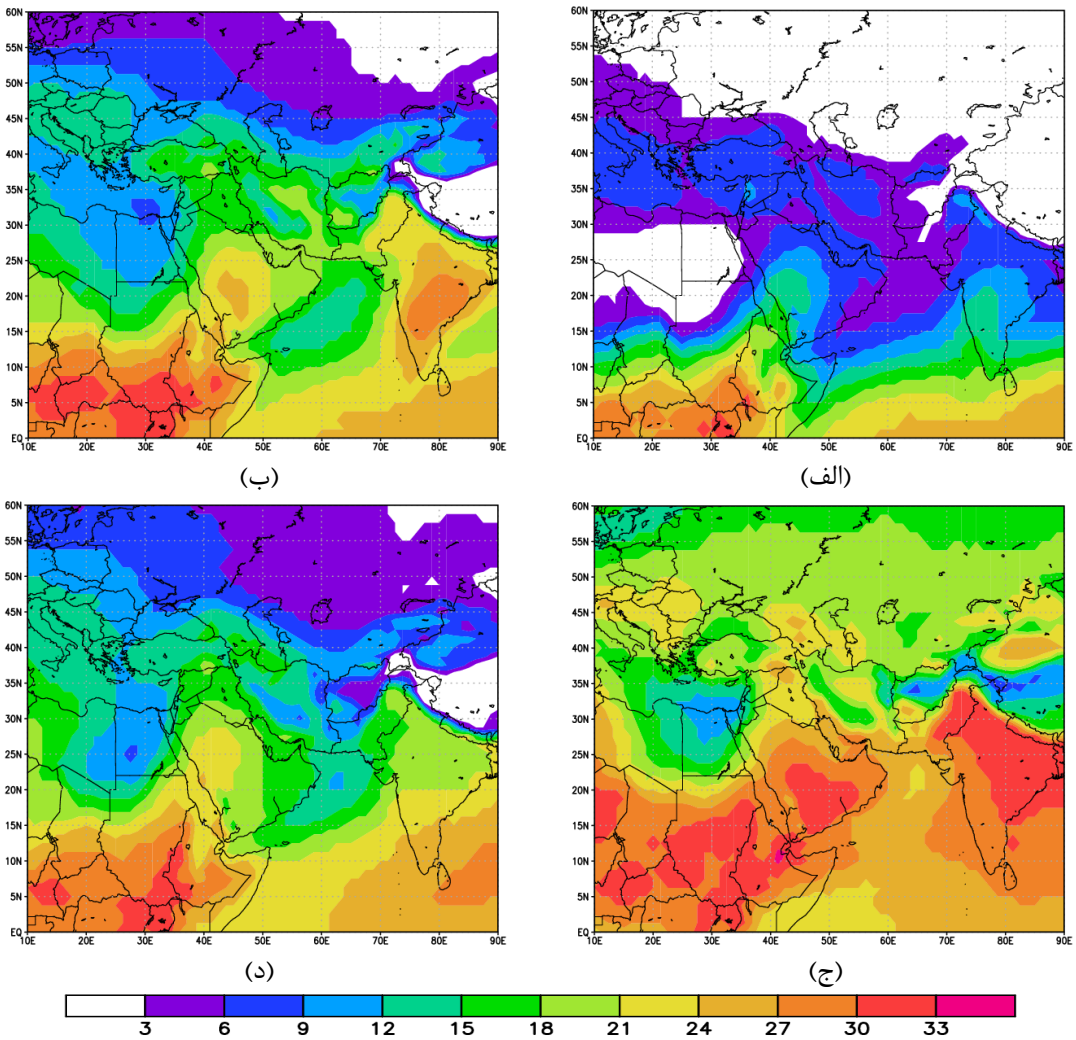
مطابق رابطه (1)، تغییرات CAPE با زمان و مکان تحت تاثیر تغییرات منطقه‌ای رطوبت و دمای لایه مرزی است، بر همین اساس چرخه فصلی CAPE را می‌توان بر مبنای چرخه فصلی دما و رطوبت ویژه بررسی کرد. در پژوهش حاضر، توزیع منطقه‌ای میانگین فصلی شاخص CAPE در شکل 1 آورده شده‌است. مقادیر بالای CAPE در تابستان (شکل 1-ج) و مقادیر پایین آن در زمستان (شکل 1-الف) نیمکره شمالی دیده می‌شود. بیشترین توزیع CAPE معمولا در مناطق حارّه‌ای نزدیک به ITCZ و در جریانات آب گرم محیط‌های دریایی جایی که دمای بالا و رطوبت کافی دردسترس است، توسعه یافته است. عموما کمترین توزیع CAPE در خشکی‌ها به‌دلیل رطوبت کمتر نسبت به پهنه آبی دیده می‌شود. مطابق شکل 1-ج، طی تابستان به‌دلیل گرم‌تر بودن دمای سطح خشکی نسبت به دریا متأثر از ظرفیت گرمایی متفاوت این دو ناحیه، مقادیر توزیع CAPE در مناطقی همانند عربستان و شمال آفریقا رشد قابل توجهی را نسبت به دریا نشان می‌دهد. همچنین شرایط هواشناختی که منجر به ساختارهای قائم ترمودینامیکی با مقادیر بزرگ CAPE می‌شوند، از آرایش خاص ویژگی‌های جغرافیایی برخوردار هستند. از این روی باتوجه به شکل 1 بیشترین توزیع در مناطق پست و هموار دیده می‌شود. از طرفی مناطق مرتفع به‌دلیل درنظرگرفتن میدان فشار بر روی ترازهای واقع در زیرکوهساری حاصل از برون‌یابی سطوح فشاری که می‌تواند منجر به کوچک شدن مساحت بین LFC و LNB شود، دارای مقادیر پایین CAPE هستند (شکل 1). با توجه به رابطه (2)، شاخص LI میزان شناوری شتاب قائم بسته هوا را در بالا و پایین تراز 500 هکتوپاسکال درنظر نمی‌گیرد، بلکه میزان ناپایداری در یک سطح را ارزیابی می‌کند. این درحالی است که شاخص CAPE ناپایداری را به‌طور یکپارچه در لایه‌ای مشخص از وردسپهر مورد بررسی قرار می‌دهد. همین امر می‌تواند نشان‌دهنده کاهش توزیع LI (شکل آورده نشده) نسبت به توزیع CAPE در شکل 1 باشد. از طرفی باتوجه به این که محاسبه هر دو شاخص LI و CAPE به کمک نیم‌رُخ قائم دمای مجازی انجام می‌شود انتظار می‌رود نمای کلی توزیع شاخص LI شبیه CAPE باشد و همانند آن تحت تاثیر جابه‌جایی فصلی ITCZ قرارگیرد. باتوجه به درنظرگرفتن بخار آب دسترس‌پذیر در بخش دوم رابطه (3)، شاخص KI عموما در مناطق حارّه‌ای عملکرد خوبی دارد. توزیع میانگین فصلی شاخص KI در شکل 2 آورده شده است که مطابق آن مقادیر این شاخص در منطقه حارّه تا حدود 33 نیز می‌رسد. در رابطه (4) مقادیر زیاد (کم) TTI زمانی است که وردسپهر میانی سرد (گرم) و وردسپهر زیرین گرم و مرطوب (سرد و خشک) باشد. باتوجه به شباهت بخش اول رابطه TTI با KI، عموماً این دو شاخص از یک الگوی توزیع برخوردار هستند (شکل TTI آورده نشده)، به‌جز آن‌که شاخص TTI میزان رطوبت هوا در تراز 700 هکتوپاسکال را درنظر نمی‌گیرد. از طرفی در بخش دوم رابطه TTI از تراز 500 هکتوپاسکال و در رابطه KI از تراز 700 هکتوپاسکال استفاده شده است که می‌تواند مقادیر بیشتر شاخص TTI نسبت به KI را توجیه کند. همچنین در مناطق مرتفع با فشار کمتر از 850

[1] Vertical Totals
[2] Cross Totals

هکتوپاسکال مانند فلات تبت، مقادیر شاخص KI و TTI کوچک هستند که دلالت بر قابلیت بهتر استفاده از این شاخص در سرزمین‌های پست نسبت به مناطق کوهستانی دارد. شکل 2 نسبت به شکل 1 دارای گستردگی بیشتر و نظم کمتری است که می‌تواند به‌دلیل درنظر نگرفتن دمای بسته هوا و به‌کارگیری کمیت‌های دما و رطوبت محیط ترازهای مختلف در رابطه شاخص KI و نیز TTI باشد. با این‌حال می‌توان همانند دو شاخص CAPE و LI، چرخه توزیع فصلی شاخص KI و TTI را همراه با چرخه فصلی دما و رطوبت محیط، تحت تاثیر ITCZ دانست.



شکل 1 توزیع میانگین فصلی شاخص CAPE (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای J/kg) برای (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان و (د) پاییز.



شکل 2 مشابه شکل 1 اما برای شاخص KI.

منابع

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.

Johns, R. H., and Doswell III, C. A., 1992, Severe local storms forecasting: Wea. Forecasting, **7,**588–612.

Lin, P.-F., Chang, P.-L., B. Jou, J.-D., Wilson, J. W., and Roberts, R. D., 2011, Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan island: Wea. Forecasting, **26**, 44–60.

McNulty, R. P., 1995, Severe and convective weather: A Central Region forecasting challenge: *Wea. Forecasting*,**10,** 187–202.

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.

Riemann-Campe, K., Fraedrich, K., and Lunkeit, F., 2009, Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis: *Atmos. Res.*, **93**, 534–545.

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

Taszarek, M., Brooks, H. E., Czernecki, B., Szuster, P., and Fortuniak, K., 2018, Climatological aspects of convective parameters over Europe: A comparison of ERA-Interim and sounding data: *J. Climate*, **31**, 4281–4308.