

ارتباط شاخص‌های همرفتی و دورپیوندی در منطقه غرب آسیا

امیر طهماسبی پاشا^۱، محمد میرزائی^{۲*} و علیرضا محب‌الحججه^۳

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۰۶، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۵)

چکیده

نوسانات بزرگ مقیاس دورپیوندی می‌توانند تأثیر بسزایی بر ظرفیت تشکیل سامانه‌های همرفتی در جو داشته باشند. در این مطالعه توزیع اقلیم-شناختی برخی شاخص‌های پایداری ایستایی جو (شاخص‌های همرفتی) و ارتباط آن با برخی نوسانات دورپیوندی در منطقه غرب آسیا بررسی می‌شود.

در این پژوهش، ابتدا با استفاده از داده‌های بازتحلیل JRA55 با تفکیک افقی $1/25 \times 1/25$ درجه، چهار شاخص پایداری جو شامل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص بالابری (LI)، شاخص کا (KI) و شاخص مجموع مجموعه‌ها (TTI) طی دوره ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ محاسبه شد. سپس توزیع میانگین فصلی این شاخص‌ها در منطقه غرب آسیا در بخش اول این مطالعه ارائه شد. در بخش دوم، با تعیین فازهای بحرانی چهار شاخص دورپیوندی شامل نوسان اطلس شمالی (NAO)، شرق اطلس / غرب روسیه (EA/WR)، دوقطبی اقیانوس هند (IOD) و نوسان مادن-جولیان (MJO)، اختلاف توزیع میانگین شاخص‌های پایداری مذکور برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی این شاخص‌های دورپیوندی در فصل بهار طی دوره مطالعاتی در منطقه غرب آسیا بررسی شد.

نتایج بخش اول این پژوهش نشان داد توزیع فصلی شاخص‌های پایداری در منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر چرخه فصلی دما و رطوبت ناشی از جابه‌جایی ITCZ است. همچنین بیشترین مقادیر شاخص‌های پایداری در فصل تابستان و در مناطق پست و کمترین آن طی فصل زمستان و در مناطق مرتفع قرار دارد. نتایج بخش دوم نشان داد اغلب فاز مثبت (منفی) دو شاخص NAO و EA/WR با کاهش (افزایش) و فاز مثبت (منفی) دو شاخص IOD و MJO با افزایش (کاهش) گستردگی مکانی توزیع مقادیر شاخص‌های پایداری در بیشتر نواحی منطقه مورد مطالعه همراه است. بیشترین افزایش شاخص CAPE طی فاز منفی NAO (EA/WR) نسبت به فاز مثبت آن در دریای عمان (شرق هند) به بیش از $250 \text{ J/kg} +$ و طی فاز مثبت IOD (MJO) نسبت به فاز منفی آن در غرب هند (دریای عمان) به بیش از $450 \text{ J/kg} + (600)$ می‌رسد.

واژه‌های کلیدی: انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی، شاخص کا، نوسان اطلس شمالی، شرق اطلس / غرب روسیه، دوقطبی اقیانوس هند، نوسان مادن-جولیان

۱ مقدمه

سامانه‌های همرفتی پدیده‌های میان‌مقیاس جوئی هستند که اغلب در مدت کوتاهی انرژی زیادی را آزاد می‌کنند و شامل فرایندهای پیچیده‌ای در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف می‌شوند. این نوع سامانه‌ها ساختار دینامیکی و ترمودینامیکی ویژه‌ای دارند که بیشتر تحت تأثیر رطوبت، دما و باد در محیط سه‌بعدی است. شناخت این پدیده مستلزم بررسی دینامیکی، ترمودینامیکی و تحلیل شاخص‌های همرفتی، یعنی شاخص‌های پایداری ایستایی جو یا به اختصار شاخص‌های پایداری است. شاخص‌های پایداری به هریک از کمیت‌هایی اطلاق می‌شود که به کمک نمودارهای ترمودینامیکی داده‌های رادیوگمانه محاسبه می‌شوند و ارزیابی ظرفیت محیط را برای فعالیت همرفتی ممکن می‌سازند (شووالتر، ۱۹۴۷). از جمله شاخص‌های پایداری می‌توان به انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص کا (KI)، شاخص بالابری (LI) و شاخص مجموع مجموعه‌ها (TTI) اشاره کرد. بررسی توزیع اقلیم‌شناختی شاخص‌های پایداری می‌تواند درک بهتری از امکان شکل‌گیری فعالیت‌های همرفتی ارائه دهد. به این منظور، ریمن - کمپ و همکاران (۲۰۰۹) بر اساس داده‌های بازتحلیل ERA-40 به تحلیل اقلیم‌شناختی جهانی CAPE و شاخص بازدارندگی همرفتی (CIN) از سال ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۱ پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که تفاوت توزیع مکانی و زمانی این دو شاخص به نسبت زیاد است. همچنین تاسزارک و همکاران (۲۰۱۸) با مطالعه جنبه‌های اقلیم‌شناختی شاخص‌های همرفتی روی اروپا با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۶ نشان دادند افزایش مقادیر شاخص‌های همرفتی در فصل تابستان، برخلاف وجود بیشینه الگوی اقلیم‌شناختی چینش باد در زمستان است. این موضوع می‌تواند بیانگر تأثیرگذاری مهم الگوهای دینامیکی بر توسعه توفان‌های

همرفتی باشد. فیروزآبادی و همکاران (۲۰۱۹) نیز در یک مطالعه اقلیم‌شناختی، ارتباط بین شاخص‌های پایداری با رخداد توفان‌های تندری را در منطقه تهران برای دوره ۲۰۱۵-۱۹۶۱ با استفاده از داده NCEP/NCAR بررسی کردند. نتایج این مطالعه نشان داد به دلیل گرمایش سطحی، ماه‌های آوریل، مه و ژوئن زمان مناسبی برای توفان‌های تندری است. همچنین صمدیار و همکاران (۱۴۰۰) با بررسی داده‌های سطح زمین ایستگاه اهواز در دوره بلندمدت ۳۶ ساله از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۶، به شناسایی و تحلیل آماری توفان‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه پرداختند. بیشترین فراوانی رخدادها طی ماه آوریل و در فصل بهار و کمترین فراوانی طی ماه اکتبر و در فصل پاییز از جمله نتایج مهم بررسی آماری این پژوهش است.

توسعه اقلیم‌شناختی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس تحت تأثیر متغیرهای ترمودینامیکی، دینامیکی و شاخص‌های دورپیوندی است (کامپوزانو و همکاران، ۲۰۱۸). الگوی نوسانات دورپیوندی که الگویی تکرار شونده، مداوم و گسترده در مقیاس بزرگی از بی‌هنجاری‌های فشار و گردش جوئی است، با حالتی از مدهای متغیرهای کم‌بسامد با مقیاس زمانی طولانی در گستره وسیعی از مناطق جغرافیایی تعریف می‌شود (والاس و گوتزتر، ۱۹۸۱). این الگو می‌تواند از چندین هفته تا چندین سال متوالی بازتاب‌دهنده بخش مهمی از تغییرات درون‌سالانه و درون‌دهه‌ای گردش کلی جو باشد (واکر، ۱۹۲۴). همه الگوهای دورپیوندی از منظر بی‌نظمی سامانه جوئی، به طور طبیعی رخ می‌دهند و می‌توانند در درجه اول، منعکس‌کننده دینامیک جو درونی باشند (مو و لایوزی، ۱۹۸۶). الگوهای دورپیوندی نشان‌دهنده تغییرات بزرگ مقیاس در امواج جوئی و الگوهای جریان جتی هستند که با ایجاد ناپایداری، بر دما، بارش و مسیرهای توفان تأثیر می‌گذارند (بارنستون و لایوزی، ۱۹۸۷)؛ بنابراین اغلب شاخص‌های دورپیوندی همانند نوسان

سوی دیگر، بیشتر پژوهش‌های داخلی و بین‌المللی، بر بررسی ساختار ترمودینامیکی شاخص‌های پایداری در هنگام تشکیل ناپایداری‌های همرفتی و همچنین بررسی اثر نوسانات دورپیوندی بر ایجاد ناپایداری متمرکز بوده‌اند و مطالعه جامعی درباره ارتباط این دو پدیده انجام نشده است؛ لذا در این مقاله به بررسی اقلیم‌شناختی و آماری-ترمودینامیکی برخی شاخص‌های همرفتی و ارتباط آنها با برخی نوسانات دورپیوندی در بازه ۲۰۱۸-۱۹۵۸ پرداخته می‌شود. در این مطالعه، تمرکز بر غرب آسیا و منطقه‌ای است که شامل بخش‌هایی از اروپا و شمال شرق آفریقا هم می‌شود.

در ادامه و در بخش دوم، روش انجام کار شامل معرفی شاخص‌های همرفتی و روش تعیین فازهای شاخص‌های دورپیوندی ارائه می‌شود. در بخش سوم، با تعیین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی نوسانات دورپیوندی برای دوره مطالعاتی، نتایج ارتباط شاخص‌های همرفتی با فازهای مختلف نوسانات دورپیوندی در منطقه مورد مطالعه بیان می‌شود. در بخش چهارم، جمع‌بندی نتایج این پژوهش آورده شده است.

۲ روش انجام کار

۲-۱ محاسبه شاخص‌های همرفتی

در این بخش، ابتدا با استفاده از داده‌های بازتحلیل ژاپن معروف به JRA55 با تفکیک افقی $1/25 \times 1/25$ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری شامل متغیرهای دما و رطوبت در ۲۷ تراز فشاری از ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال به صورت روزانه در ساعت UTC ۰۰، چهار شاخص همرفتی CAPE، LI، KI و TTI طی دوره ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ (۶۱ سال) در منطقه مورد مطالعه در محدوده ۰ تا ۶۰ درجه شمالی و ۱۰ تا ۹۰ درجه شرقی شامل منطقه غرب آسیا محاسبه و میانگین ماهانه و فصلی آنها تعیین می‌شود. در ادامه، این شاخص‌ها معرفی می‌شوند.

اطلس شمالی (NAO)، شرق اطلس/غرب روسیه (EA/WR)، دوقطبی اقیانوس هند (IOD) و نوسان ماد-جولیان (MJO) مسئول رخداد الگوهای غیرعادی آب‌وهوایی هستند که هم‌زمان در فواصل گسترده‌ای ظاهر می‌شوند. وینرس و همکاران (۲۰۱۷) رابطه IOD و ENSO را برای همرفت جوئی بررسی کردند. تحلیل مشاهداتی این مطالعه نشان داد IOD منفی ممکن است با بی‌هنجاری جریان‌های شرقی در سرتاسر غرب اقیانوس آرام همراه باشد. جریان‌های شرقی می‌تواند میزان آب گرم را در غرب اقیانوس آرام افزایش دهد و بر توسعه النینو و فعالیت همرفتی تأثیر بگذارد. همچنین نصراصفهانی و همکاران (۲۰۱۷) اثر MJO بر وضع هوای منطقه جنوب غرب آسیا را مطالعه کردند. برای انجام این کار از داده‌های فصل زمستان NCEP/NCAR و فازهای بحرانی مثبت و منفی شاخص‌های دورپیوندی از سال ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ میلادی استفاده شد. نتایج نشان داد فازهای ۷ و ۸ شاخص MJO، شرایط مساعدی را برای چرخندزایی در جنوب غرب آسیا آماده می‌کنند که می‌تواند با بارش بیشتر در این ناحیه همراه باشد.

ناپایداری‌های همرفتی اغلب با پدیده‌های مخربی همچون پیچند، آذرخش، تگرگ و گردوخاک همراه هستند و بسته به شدت و طول عمرشان منجر به خسارت می‌شوند؛ بنابراین بررسی ساختار این رخداد طبیعی برای پیش‌بینی دقیق‌تر سامانه‌های همرفتی می‌تواند کمک شایانی در کاستن از خسارت‌های احتمالی این پدیده داشته باشد. این موضوع مستلزم یافتن ارتباط و همبستگی احتمالی شاخص‌های پایداری و همچنین برخی نوسانات دورپیوندی است که می‌تواند کمک بسزایی در بهبود پیش‌بینی این نوع سامانه‌ها داشته باشد. به نظر می‌رسد در این سال‌ها با تغییر اقلیم، بسامد و شدت رخداد ناپایداری‌های همرفتی تغییر کرده و پیدا کردن روند و سازوکارهای تشکیل و تحول آنها بسیار مهم شده است. از

کاهش قائم دما، محتوای رطوبتی جوّ زیرین و حد قائم لایه مرطوب محاسبه می‌شود (جرج، ۱۹۶۰):

(۳)

$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$
 که T_d و T به ترتیب نشان‌دهنده دمای محیط و دمای نقطه شبنم است و پایین‌نویس 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) که مبین اختلاف دمای بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است و مجموع تقاطعی (CT) که مبین اختلاف بین دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. شاخص TTI بر ناپایداری سطوح میانی وردسپهر متمرکز است (میلر، ۱۹۷۲) و به صورت زیر بیان می‌شود:

$$TTI = VT + CT \quad (۴)$$

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

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

گفتنی است یکای سه کمیت LI، KI و TTI درجه سلسیوس است و در ارائه نتایج برای جلوگیری از تکرار به آن اشاره نمی‌شود. به این ترتیب با به دست آمدن مقادیر شاخص‌های CAPE، LI، KI و TTI و توزیع میانگین ماهانه و فصلی این شاخص‌ها در منطقه مورد مطالعه، نتایج آن در بخش اول این پژوهش ارائه می‌شود. در بخش دوم این پژوهش برای بررسی ارتباط آنها با برخی از شاخص‌های دورپیوندی، فازهای شاخص‌های NAO، EA/WR، IOD و MJO از سال ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ طی فصل بهار به دلیل بارز بودن توأمان فعالیت همرفتی و دینامیکی در این دوره تعیین شده است.

۲-۲ تعیین فازهای شاخص‌های دورپیوندی

شاخص NAO شامل بی‌هنجاری دوقطبی شمال-جنوب است که یک مرکز آن روی ایسلند و مرکز دیگر با

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) به تراز خنثی شناوری (LNB) برساند. CAPE در نمودار Skew-T مساحت بین دو منحنی دمای مجازی محیط و دمای مجازی بسته هوا به صورت شبه‌بی‌دررو اشباع هنگام صعود بسته هوا از LFC تا تراز تعادل (EL) است (مونکریف و میلر، ۱۹۷۶ و داسول و راسموسن، ۱۹۹۴) و به شکل زیر بیان می‌شود:

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \left(\frac{T_{vp} - T_v}{T_v} \right) dz \quad (۱)$$

که T_v و T_{vp} به ترتیب دمای مجازی محیط و دمای مجازی بسته هوا و g شتاب گرانی است. واحد CAPE، ژول بر کیلوگرم (J/kg) است. در این پژوهش، برای محاسبه شاخص‌های CAPE و LI، از روش بریان و فریتش (۲۰۰۴) استفاده شده و روابط و مقادیر ثابت‌ها برگرفته از مطالعه بولتون (۱۹۸۰) است. صعود بسته هوا می‌تواند از هر سطحی در وردسپهر زیرین انجام شود و مقادیر CAPE را متأثر کند؛ بنابراین در این پژوهش از روش بیشترین ناپایداری CAPE (MUC) استفاده می‌شود. این روش، مسیر صعود بسته هوا را در سطح فشاری‌ای در نظر می‌گیرد که به ایجاد بیشترین مقدار CAPE منجر شود.

شاخص LI حاصل اختلاف دمای بین محیط و بسته هوایی است که به صورت بی‌دررو در یک ارتفاع فشاری معین در وردسپهر صعود می‌کند. اگر این شاخص مثبت باشد، جوّ پایدار است و چنانچه منفی باشد، جوّ ناپایدار است (گالوی، ۱۹۵۶):

$$LI = T_{500} - T_{p500} \quad (۲)$$

که T_p به ترتیب دمای محیط و دمای بسته هوا است و پایین‌نویس آنها بیانگر فشار تراز مربوطه برحسب هکتوپاسکال است. شاخص KI از اندازه‌گیری آهنگ

و MJO نسبت به NAO و EA/WR، بدیهی است روش به‌کاررفته متفاوت از آن چیزی باشد که پیش از این اشاره شد. ساجی و همکاران (۱۹۹۹) برهم‌کنش‌های جو اقیانوس را بررسی کردند. این برهم‌کنش‌ها سبب تغییرات درون‌سالانه اقلیمی در اقیانوس هند می‌شود. آنها با بررسی الگوهای دمای سطح دریا، بادهای سطحی، ارتفاع سطح دریا، جریان‌های دریایی و همچنین بارش در اطراف اقیانوس هند برای دوره ۴۰ ساله موفق به کشف مُد دوقطبی دمایی در اقیانوس هند با عنوان شاخص IOD شدند. برای تعیین فازهای این شاخص از شاخصی به نام DMI استفاده می‌شود. این شاخص تفاوت انحراف از مقدار میانگین SST بین ناحیه حاره‌ای غرب اقیانوس هند (۵۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۱۰ درجه جنوبی تا ۱۰ درجه شمالی) و ناحیه حاره‌ای شرق اقیانوس هند (۹۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی و ۱۰ درجه جنوبی تا صفر درجه شمالی) را نشان می‌دهد. هنگامی که DMI مثبت (منفی) باشد، IOD مثبت (منفی) تلقی می‌شود. در این پژوهش، ابتدا شاخص ماهانه DMI با مجموع داده‌های HadISST که ترکیبی از مشاهدات دمای سطح آب و پوشش یخ دریا است، از وبگاه مرکز NOAA (https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/DMI/) (برای فصل بهار طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ استخراج شد. مرکز هواشناسی استرالیا (<http://www.bom.gov.au/climate/iod/>) مقادیر بالا (پایین) $+0/4$ ($-0/4$) درجه سلسیوس را برای IOD مثبت (منفی) نوعی ارائه کرده است، اما با توجه به داده‌های استخراج‌شده، برای تعیین آستانه فازهای بحرانی IOD، جامعه آماری مناسبی در توازن تعداد فازهای مثبت و منفی این شاخص با مقادیر آستانه‌های فوق دیده نمی‌شود؛ بنابراین برای برقراری این توازن، مقادیر بزرگ‌تر یا مساوی $+0/35$ درجه سلسیوس برای فاز بحرانی مثبت و مقادیر کوچک‌تر یا مساوی $-0/2$ برای فاز بحرانی منفی

علامت مخالف، در عرض‌های مرکزی اطلس شمالی بین ۳۵ و ۴۰ درجه شمالی مستقر است. فاز مثبت NAO نشان‌دهنده ارتفاع و فشار کمتر از حالت عادی روی عرض‌های بالایی اطلس شمالی و ارتفاع و فشار بیشتر از حالت عادی روی مرکز اطلس شمالی، شرق آمریکا و غرب اروپا است و فاز منفی آن نیز نشان‌دهنده یک الگوی مخالف از بی‌هنجاری‌های ارتفاع و فشار روی این مناطق است. شاخص EA/WR به شکل بی‌هنجاری ارتفاع شناخته می‌شود که بیشتر در عرض‌های میانی نیمکره شمالی با بزرگ‌ترین دامنه بی‌هنجاری در شرق اطلس شمالی و غرب روسیه ظهور می‌یابد. فاز مثبت این پدیده همراه با بی‌هنجاری ارتفاع مثبت روی اروپا و شمال چین و بی‌هنجاری ارتفاع منفی روی مرکز اطلس شمالی و غرب روسیه است. فاز منفی عکس فاز مثبت رفتار می‌کند. بر اساس تحلیل مؤلفه اصلی چرخش‌یافته RPCA (بارنستون و لایوزی، ۱۹۸۷)، برای شاخص‌های دورپیوندی NAO و EA/WR، بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ناحیه‌ای محاسبه می‌شود که شاخص مذکور روی می‌دهد. جهت تحلیل بهتر نتایج این دو شاخص، تمرکز بر ماه‌هایی است که شاخص‌ها مقدار بحرانی دارند. برای تعریف ماه بحرانی، ابتدا از مقدار میانگین و انحراف معیار شاخص ماهانه مرکز NOAA (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>) در دوره ۱۹۵۸-۲۰۱۸ طی ماه‌های فصل بهار استفاده می‌شود. سپس ماه‌هایی که شاخص آنها از میانگین به‌علاوه (منها)ی یک انحراف معیار، بزرگ‌تر (کوچک‌تر) باشند، ماه‌های بحرانی مثبت (منفی) فرض می‌شوند. با این طبقه‌بندی در دوره مطالعه، برای شاخص NAO (EA/WR)، ۳۳ (۳۳) ماه بحرانی مثبت و ۳۲ (۳۳) ماه بحرانی منفی و در مجموع ۶۵ (۶۶) ماه بحرانی شناسایی شد.

با توجه به ساختار متفاوت دو شاخص دورپیوندی IOD

داده‌های مذکور از این مرکز برای ماه‌های فصل بهار از مارس ۱۹۷۵ تا مه ۲۰۱۸ استخراج شد. سپس همانند سه شاخص دورپیوندی قبلی و همچنین برای تحلیل بهتر نتایج این دورپیوند، فازهای ۷ و ۸ (۳ و ۴) که با افزایش (کاهش) فعالیت همرفتی در بخش‌هایی از قاره آفریقا و غرب اقیانوس هند همراه هستند، به عنوان فاز مثبت (منفی) انتخاب شدند. همچنین برای اینکه فازهای ۷ و ۸، بحرانی مثبت و فازهای ۳ و ۴، بحرانی منفی تلقی شوند، تنها دوره‌هایی در نظر گرفته شدند که فاز دست کم برای پنج روز متوالی ثابت و دامنه بزرگ‌تر یا مساوی یک داشته باشد. به این ترتیب، تعداد روزهای انتخاب شده برای فازهای بحرانی مثبت و منفی MJO به ترتیب ۶۳۳ و ۵۵۲ روز طی ماه‌های فصل بهار است.

حال با تعیین فازهای بحرانی شاخص‌های دورپیوندی NAO، EA/WR، IOD و MJO، میانگین شاخص‌های پایداری CAPE، LI، KI و TTI طی ماه‌های بحرانی مثبت و منفی شاخص‌های دورپیوندی در فصل بهار روی منطقه مورد مطالعه محاسبه و برای شناسایی مناطقی که فازهای مثبت و منفی شاخص‌های دورپیوندی، توزیع شاخص‌های همرفتی را متأثر می‌کنند، اختلاف میانگین آنها، یعنی فاز منفی منهای فاز مثبت تعیین می‌شود. علاوه بر این، برای سنجش درستی نتایج از نظر آماری از آزمون t دو طرفه (ویلکس، ۲۰۰۶) استفاده می‌شود. این آزمون در این پژوهش اجرا و نتیجه آن روی نقشه‌های اختلاف میانگین نمایش داده می‌شود. نتایج توزیع حاصل از این بررسی در بخش دوم پژوهش حاضر ارائه شده است.

۳ نتایج

۳-۱ توزیع میانگین فصلی شاخص‌های همرفتی

۳-۱-۱ CAPE

وقوع همرفت عمیق نیازمند وجود CAPE و واداشت کافی است، اما زمانی که این شاخص مقادیر کمی هم

انتخاب می‌شود. با این طبقه‌بندی، ۲۹ ماه بحرانی مثبت، ۳۰ ماه بحرانی منفی و در مجموع ۵۹ ماه بحرانی طی دوره مطالعاتی برای شاخص IOD شناسایی شد.

نوسان مادن-جولیان (MJO) (مادن و جولیان، ۱۹۷۱) بزرگ‌ترین عنصر تغییرپذیری شدت و توزیع بارش درون فصلی (سی تا نود روزه) در جو حاره‌ای است. این پدیده می‌تواند موجب تغییرپذیری در کمیت‌های مختلف جو و اقیانوس از قبیل فشار، دمای سطح دریا و میزان تبخیر از سطح اقیانوس در مناطق حاره‌ای باشد. برای تعیین فازهای MJO با توجه به حرکت این پدیده روی خط استوا که هشت فاز دارد و از اقیانوس هند شروع می‌شود و تا اقیانوس آرام خاتمه می‌یابد، از دو شاخص RMM1 و RMM2 استفاده می‌شود. این دو شاخص با استفاده از میانگین روزانه تابش طول موج بلند خروجی (OLR) با تصاویر ماهواره هواشناسی ردیابی می‌شوند. مقادیر کمتر OLR نشان‌دهنده همرفت عمیق با دمای کم قله ابر است. مؤلفه مداری باد در ترازهای ۸۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب کف و بام وردسپهر در نظر گرفته می‌شود. هر نقطه محل تلاقی مقادیر این دو شاخص، بیانگر مقدار شاخص برای آن روز است. با اتصال این نقاط به یکدیگر و براساس توالی روزها، مسیرهای پیوسته‌ای با جهت پادساعتگرد حول مرکز شکل به وجود می‌آید که نشان‌دهنده حرکت شرق‌سوی MJO است. این مسیرها با دامنه بزرگ‌تر (کوچک‌تر) از یک، که در خارج (داخل) دایره قرار دارند، معرف چرخه قوی‌تر (ضعیف‌تر) MJO هستند

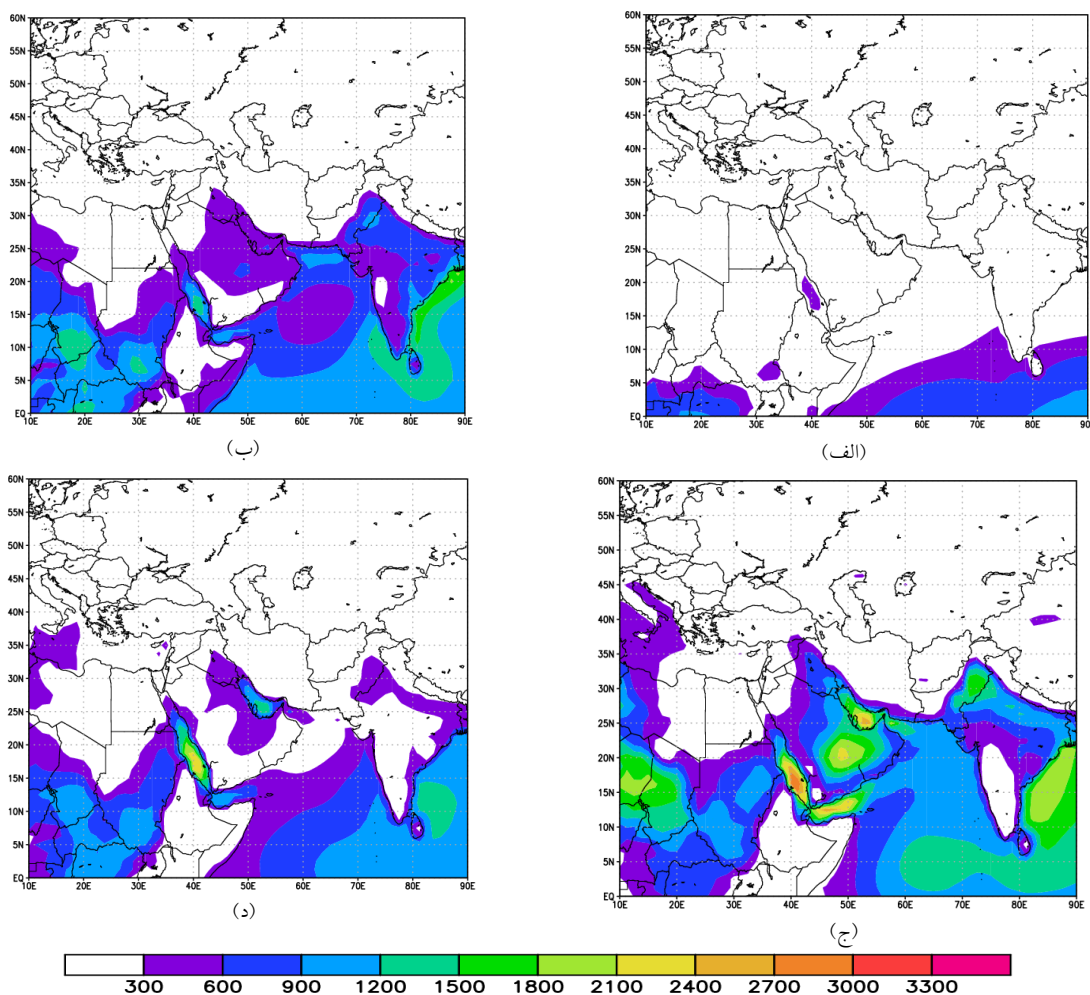
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/whindex.shtml>. داده‌های روزانه مربوط

به MJO شامل فاز، ضرایب RMM1 و RMM2 و دامنه آنها از سال ۱۹۷۴ میلادی تا حال حاضر وجود دارد که جزئیات آن در وبگاه اداره هواشناسی استرالیا

<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm74toRealtime.txt> موجود است. در این مطالعه، ابتدا

فصلی شاخص CAPE حاصل از پژوهش حاضر در شکل ۱ بیان شده است. همچنین برای بررسی بهتر این شاخص، توزیع رطوبت ویژه و دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب در شکل‌های ۲ و ۳ آورده شده است. مقادیر شاخص CAPE متأثر از دما و رطوبت می‌تواند طی زمان و مکان، به سرعت افزایش یا کاهش یابد. به این ترتیب طبق شکل ۱، مقادیر زیاد CAPE در تابستان نیمکره شمالی و مقادیر کم آن در زمستان نیمکره شمالی دیده می‌شود. نتایج مطالعات دیگر از قبیل ساوویدو و همکاران (۲۰۱۰) نیز نشان می‌دهد افزایش مقادیر CAPE در تابستان ناشی از افزایش ارتفاع رداست و چینش ضعیف باد در این فصل است.

دارد، می‌تواند به ناپایداری همرفتی منجر شود. در چنین مواردی چینش قائم باد به منزله یک شاخص برای ناپایداری دینامیکی، نقش مهمی در تقویت همرفت ایفا می‌کند (گرون‌مایر و دلدن، ۲۰۰۷). مطابق رابطه (۱)، CAPE شامل هیچ اطلاعاتی درباره باد نیست و تنها متأثر از شرایط ترمودینامیکی است. از طرفی، تغییرات این شاخص با زمان و مکان تحت تأثیر تغییرات منطقه‌ای رطوبت و دمای لایه مرزی است. بر همین اساس ریمن کمپ و همکاران (۲۰۰۹) چرخه فصلی CAPE را بر مبنای چرخه فصلی دما و رطوبت ویژه بررسی کردند و نشان دادند اغلب، مقادیر CAPE از استوا به سمت قطب به دلیل کاهش دما کاهش می‌یابد. توزیع منطقه‌ای میانگین



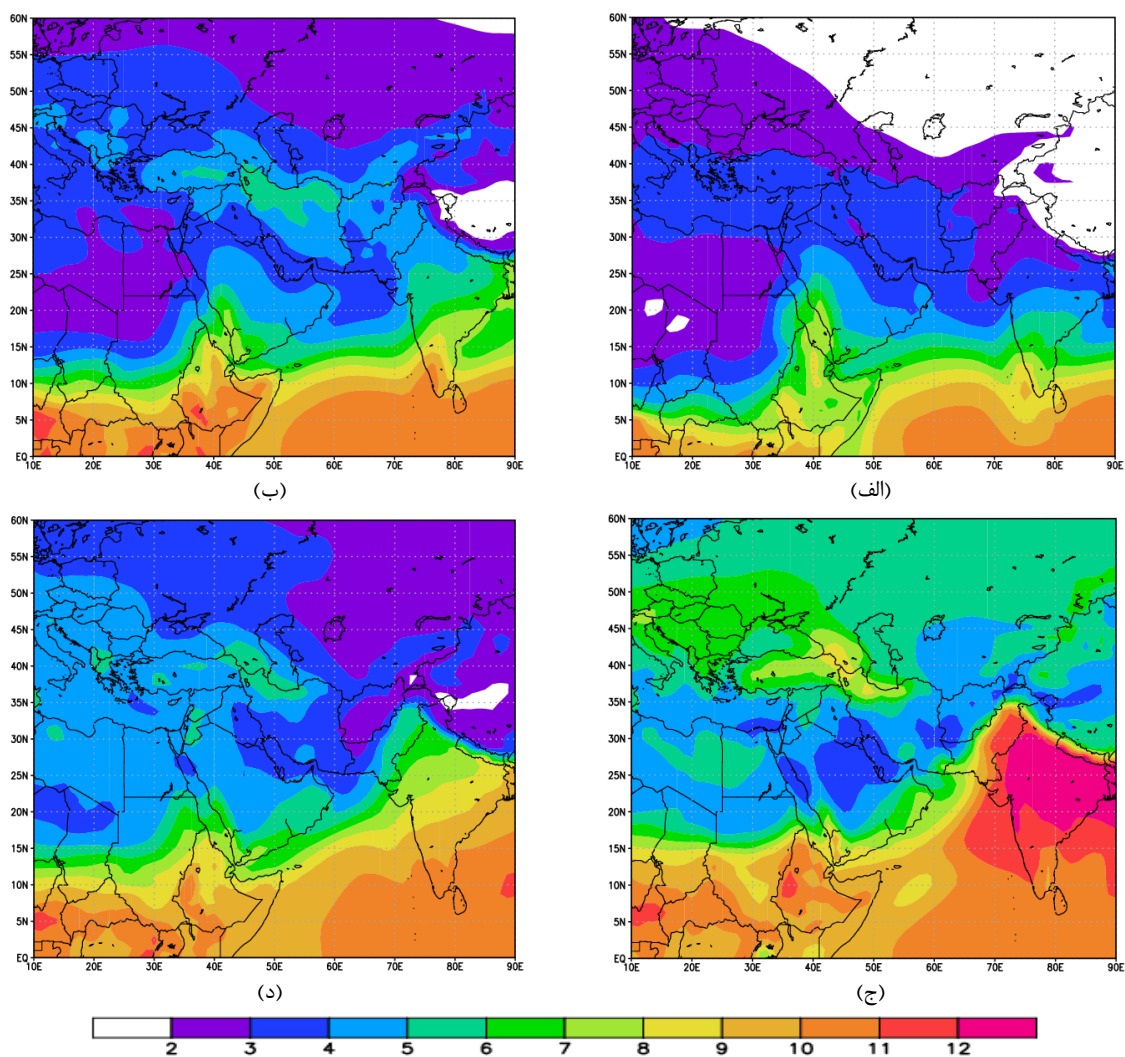
شکل ۱. توزیع میانگین فصلی شاخص CAPE (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای J/kg) برای (الف) زمستان (ب) بهار (ج) تابستان (د) پاییز.

دیموت و رندال (۲۰۰۴) افزایش آهنگ افت قائم دما یا کاهش دما در سطوح زیرین و ردسپهر را علت افزایش CAPE می‌دانند.

مطابق شکل ۱، CAPE در مناطق حاره‌ای نیز بزرگ است که علت آن آزاد شدن گرمای نهان به دلیل وجود رطوبت زیاد در ستون جو و عمیق‌تر شدن و ردسپهر است (ویلیامز و رنو، ۱۹۹۳). بیشترین مقادیر CAPE معمولاً در جایی که دمای زیاد و رطوبت کافی در دسترس است؛ یعنی در مناطق حاره‌ای نزدیک به ITCZ و در جریانات آب گرم محیط‌های دریایی توسعه می‌یابد، درحالی‌که کمترین مقادیر CAPE در خشکی‌ها به دلیل رطوبت کمتر نسبت به پهنه آبی دیده می‌شود (ریمن - کمپ و همکاران، ۲۰۰۹). هالی و همکاران (۲۰۱۴) ارتباط مؤثر بین دمای سطح در خشکی و دریا با CAPE را نشان دادند. بر این اساس و مطابق شکل ۱-ج، در تابستان به دلیل گرم‌تر بودن دمای سطح خشکی نسبت به دریا که ناشی از ظرفیت گرمایی متفاوت این دو ناحیه است، مقادیر توزیع CAPE همانند عربستان و شمال آفریقا رشد چشمگیری را نسبت به وضعیت روی دریا نشان می‌دهد. این نتیجه در مطالعه مونکم (۲۰۰۲) نیز گزارش شده است. آنها با مطالعه CAPE روی شمال آفریقا نشان دادند وضعیت هواشناختی منجر به تشکیل ساختارهای قائم ترمودینامیکی با مقادیر بزرگ CAPE، از آرایش خاص ویژگی‌های جغرافیایی برخوردار است؛ از این رو با توجه به شکل ۱، بیشترین توزیع در مناطق پست و هموار دیده می‌شود. از طرفی، در مناطق مرتفع مانند فلات اتیوپی در شرق آفریقا، فلات جنوبی عربستان، فلات دکان در نواحی داخلی هند و فلات تبت، به دلیل در نظر گرفتن میدان فشار روی ترازهای واقع در زیر کوهساری حاصل از برون‌یابی سطوح فشاری که می‌تواند منجر به کوچک شدن مساحت بین LFC و LNB شود، مقادیر CAPE کم هستند (شکل ۱).

مطابق شکل ۱-الف، به علت جابه‌جایی ITCZ به نیمکره جنوبی، توزیع CAPE در فصل زمستان در منطقه، بسیار محدود و با کمترین مقدار سالانه است. به دلیل دمای کم در این فصل، کمترین مقادیر CAPE مناطق وسیعی از نیمکره شمالی را دربرمی‌گیرد. بزرگ‌ترین مقادیر CAPE در این فصل در جنوب شبه‌قاره هند و نواحی مرکزی آفریقا از حدود ۳۰۰ تا ۱۲۰۰ J/kg به سمت استوا افزایش می‌یابد. همچنین مقدار CAPE در نیمه جنوبی دریای سرخ از ۳۰۰ تا ۶۰۰ J/kg تغییر می‌کند که با توجه به شکل ۲-الف منطبق بر مقادیر زیاد رطوبت ویژه در این ناحیه است.

طی فصل بهار با توسعه ITCZ به نیمکره شمالی، توزیع CAPE گسترش یافته و به عرض‌های بالاتر کشیده شده است، به نحوی که مقادیر آن بین ۳۰۰ تا ۲۱۰۰ J/kg از عرض حدود ۳۰ درجه شمالی تا استوا به طور نامنظم توزیع شده است (شکل ۱-ب). در شمال آفریقا، اغلب کمترین مقادیر در منطقه خشک صحرا به دلیل کم بودن رطوبت ویژه وجود دارد. طبق شکل‌های ۲-ب و ۳-ب، مقادیر رطوبت و دما در مناطق شرقی آفریقا مناسب است، ولی به دلیل وجود ارتفاعات در این ناحیه، مقادیر پایین CAPE دیده می‌شود. متوکالتونی و همکاران (۲۰۱۶) نشان دادند طی تحول شمال‌سوی موسمی غرب آفریقا در حدود ۱۰ درجه شمالی در فصل بهار، بین CAPE و مهاجرت فصلی موسمی غرب آفریقا، در جایی که رطوبت به اندازه کافی وجود دارد، همبستگی خوبی وجود دارد. همچنان‌که در شکل ۱-ب دیده می‌شود، بیشترین مقدار CAPE در این ناحیه به حدود ۱۵۰۰ J/kg می‌رسد. بررسی تغییرات رطوبت ویژه (شکل ۲-ب) در منطقه عربستان نشان داد این کمیت طی فصل بهار نسبت به فصل زمستان تغییر چندانی نکرده، ولی دمای این ناحیه نسبت به زمستان افزایش داشته است (شکل ۳-ب). مطابق شکل ۱-ب، کمترین مقادیر CAPE در بخش‌های شمال‌غربی و جنوبی



شکل ۲. توزیع میانگین فصلی رطوبت ویژه (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای g/kg) برای (الف) زمستان (ب) بهار (ج) تابستان (د) پاییز.

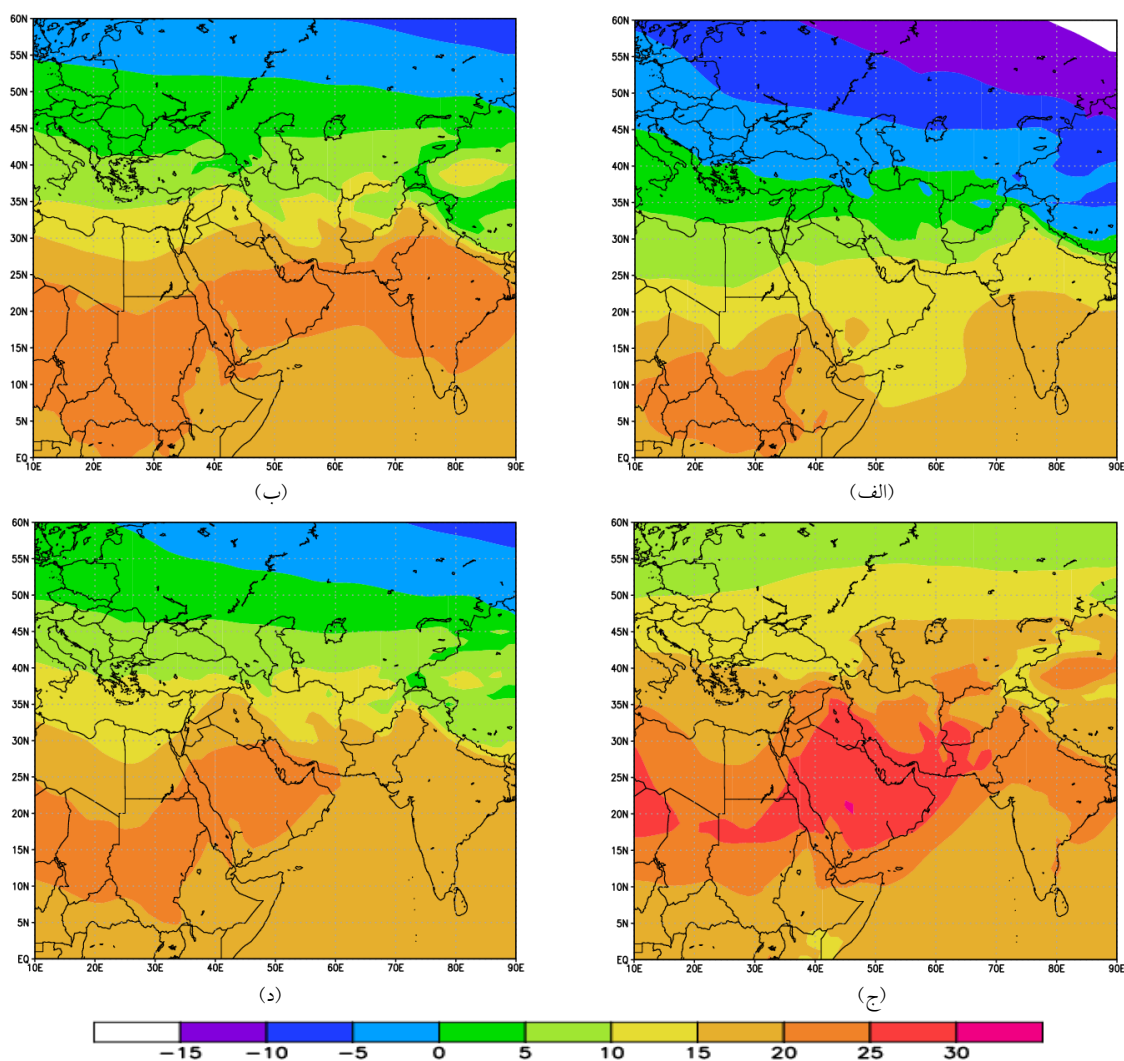
تا $1800 J/kg$ نیز برآورد می‌شود. در دیگر نواحی عرض -های بالای 35° درجه، اغلب به دلیل کم بودن رطوبت ویژه (کمتر از $5 g/kg$) و دما (کمتر از 15° درجه سلسیوس)، مقادیر CAPE کمتر از $300 J/kg$ است.

در فصل تابستان با تقویت و گسترش حداکثری ITCZ به عرض‌های بالاتر نیمکره شمالی، CAPE نیز در این راستا گسترش می‌یابد، به نحوی که مقادیر آن بین 0 تا $1000 J/kg$ از عرض حدود 45° درجه شمالی تا استوا به طور نامنظم توزیع شده است (شکل ۱-ج). الگوی توزیع CAPE در فصل تابستان در منطقه آفریقا تقریباً همانند

عربستان قرار دارد. همچنین بیشترین مقدار شاخص CAPE در نواحی داخلی و پست دیده می‌شود که اوج آن از طرفی، در منطقه شبه‌قاره هند، الگوی دما و رطوبت ویژه تقریباً همانند عربستان است، با این تفاوت که مقادیر این دو کمیت نسبت به عربستان بیشتر هستند که مبین وجود مقادیر زیاد CAPE در این منطقه است. با توجه به شکل ۱-ب، کمترین مقادیر CAPE روی فلات تبت و فلات دکان متمرکز است. هم‌زمان با آغاز فصل پیش-موسمی، بیشترین مقادیر در نواحی پست و ساحلی قرار دارد، به نحوی که مقدار CAPE در سواحل جنوب شرقی

شدت سامانه‌های همرفتی در تابستان، بیشتر در شمال ITCZ رخ می‌دهد که امکان تأثیر امواج شرقی آفریقا در توسعه CAPE در این فصل می‌تواند به گسترش این شاخص در نواحی شمالی آفریقا منجر شود. در این پژوهش، کمترین مقدار CAPE همچنان در ناحیه شمال شرقی آفریقا اما با گستردگی کمتر و در ارتفاعات شرقی آفریقا با گستردگی بیشتر نسبت به بهار دیده می‌شود.

فصل بهار است، با این تفاوت که مقادیر بیشینه CAPE به عرض‌های بالاتر کشیده شده است. مطابق شکل ۲-ج مقدار رطوبت ویژه کمتر از 5 g/kg است، اما دما در شکل ۳-ج به بیش از 25 درجه سلسیوس درجه افزایش یافته است. با توجه به تحول شمال‌سوی موسمی غرب آفریقا تا حدود 15 درجه شمالی، در فصل تابستان مقدار CAPE تا 2100 J/kg افزایش یافته است. از سوی دیگر، متوکالونی و همکاران (۲۰۱۶) نیز نشان دادند موقعیت و



شکل ۳. توزیع میانگین فصلی دمای تراز 850 هکتوپاسکال (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای درجه سلسیوس) برای (الف) زمستان (ب) بهار (ج) تابستان (د) پاییز.

وجود دمای زیاد، همچنان بیشترین مقدار CAPE در سواحل جنوب شرقی هند وجود دارد، ضمن اینکه روند کاهش CAPE در فصل تابستان در فلات دکان به شکل گسترده‌ای بیشتر شده است. مقادیر CAPE در فلات تبت به دلیل وجود ارتفاعات، همچنان کمتر از 300 J/kg است و توزیع CAPE در شمال اقیانوس هند به دلیل افزایش جریان‌ات آب گرم اقیانوسی طی فصل تابستان نسبت به فصل بهار گسترش بارزی را نشان می‌دهد (شکل ۱-ج). در منطقه اروپا، تاسزارک و همکاران (۲۰۱۸) نشان دادند بیشترین مقدار CAPE در جنوب این ناحیه تحت گرمایش روزانه قوی و افزایش تبخیر و تعرق به اوج می‌رسد و این شاخص طی زمستان در نواحی غربی اروپا گسترش می‌یابد که این نتیجه در پژوهش حاضر نیز در شکل ۱-ج به وضوح دیده می‌شود.

در فصل پاییز با تضعیف و انتقال ITCZ به عرض‌های پایین نیمکره شمالی، مقادیر CAPE به شکل بارزی نسبت به تابستان کاهش یافته است، به نحوی که مقادیر بین ۰ تا 2400 J/kg از عرض حدود ۴۰ درجه شمالی تا استوا به طور نامنظم دیده می‌شود (شکل ۱-د). در منطقه آفریقا، الگوی توزیع CAPE فصل پاییز تقریباً همانند دو فصل تابستان و بهار است. همچنین انتقال جنوب‌سوی موسمی غرب آفریقا طی فصل پاییز منجر به انتقال مراکز بیشینه CAPE از ۱۵ درجه به عرض‌های حاره‌ای با مقدار J/kg ۱۲۰۰ شده است (شکل ۱-د). با توجه به شکل ۲-د و برای منطقه شبه‌جزیره عربستان، الگوی رطوبتی تغییر چندانی نداشته ولی طبق شکل ۳-د، دما تا ۱۰ درجه در این منطقه نسبت به تابستان کاهش داشته است. همین موضوع موجب کاهش چشمگیر CAPE نسبت به تابستان به خصوص در نواحی جنوبی آن شده است (شکل ۱-د). علاوه بر این، با توجه به وضعیت مناسب رطوبت و دما در جنوب دریای سرخ، بیشینه مقدار CAPE نسبت به تابستان کاهش داشته و به حدود 2400 J/kg رسیده است (شکل

با توجه به شکل ۱-ج، مقدار CAPE در فصل تابستان در منطقه شبه‌جزیره عربستان نیز به شکل چشمگیری افزایش دارد. مطابق شکل ۲-ج، گسترش رطوبت ویژه نسبت به فصل بهار کمتر است، اما طبق شکل ۳-ج، بیشترین دمای سالانه در این فصل رخ می‌دهد که باعث ایجاد بزرگ‌ترین مقادیر CAPE در فصل تابستان در این منطقه شده است. هالی و همکاران (۲۰۱۴) نیز با مطالعه اقلیم‌شناختی شاخص CAPE در بریتانیا، عامل اصلی در تعیین مقدار آن را دمای سطح دانستند. دو ناحیه بیشینه CAPE در جنوب عربستان و جنوب دریای سرخ مشاهده می‌شود که به ترتیب حدود 2400 و 3300 J/kg هستند (شکل ۱-ج)، ضمن اینکه گسترش افزایش دما تا شمال عراق، گسترش زبانه‌ای از مقادیر CAPE بزرگ‌تر از J/kg ۳۰۰ را در این ناحیه به همراه دارد.

هم‌زمان با آغاز فصل موسمی در منطقه شبه‌قاره هند، مقدار رطوبت ویژه به شکل بارزی افزایش می‌یابد به نحوی که بیشترین میزان میانگین سالانه آن طی تابستان به خصوص در نیمه‌شمالی این منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-ج). از طرفی، کاهش ۵ درجه‌ای دما نسبت به فصل بهار در نیمه جنوبی منطقه شبه‌قاره هند و انتقال روند افزایشی دما به نیمه شمالی آن باعث کاهش در نیمه جنوبی و افزایش آن در نیمه شمالی شبه‌قاره هند شده است (شکل ۳-ج)، به نحوی که مقادیر این شاخص تا حدود 1800 J/kg در مرز با پاکستان نیز توسعه یافته است (شکل ۱-ج). این نتیجه در مطالعه موروگاول و همکاران (۲۰۱۲) نیز دیده شده است، جایی که آنها مقادیر زیاد CAPE در مناطق جلگه‌ای شمال هند را ناشی از کاهش دما در سطوح بالا و وزش بادهای سرد و خشک از منطقه هیمالایا بیان کردند که موجب افزایش اختلاف دما بین محیط و بسته هوا در تراز میانی جو می‌شود. همچنین با مقایسه شکل‌های ۱-ج، ۲-ج و ۳-ج می‌توان دریافت با افزایش رطوبت ویژه در فصل تابستان نسبت به بهار و

می‌شود، انتظار می‌رود نمای کلی توزیع شاخص LI شبیه CAPE باشد.

نتایج نشان می‌دهد تغییر روند فصلی LI همانند CAPE تحت تأثیر جابه‌جایی فصلی ITCZ است. طی فصل زمستان، مقادیر LI در منطقه بسیار ناچیز و کمتر از یک است (شکل ۴-الف). از آنجا که لایه مرزی سیاره‌ای (PBL) در فصل زمستان تمایل به خشک شدن دارد، شاخص LI در این فصل چندان استفاده نمی‌شود. طی فصل بهار با گسترش شمال‌سوی ITCZ، توزیع مقادیر این شاخص در محدوده یک تا دو در نواحی آفریقای مرکزی، نیمه جنوبی دریای سرخ، مناطق شمال غربی و سواحل جنوبی هند یافت می‌شود (شکل ۴-ب). در سواحل جنوبی هند، وابستگی خطی خوبی بین افزایش مقادیر LI با افزایش درصد رویداد همرفت در طی فصل پیش‌موسمی وجود دارد (جایا کریشنان و بابو، ۲۰۱۴).

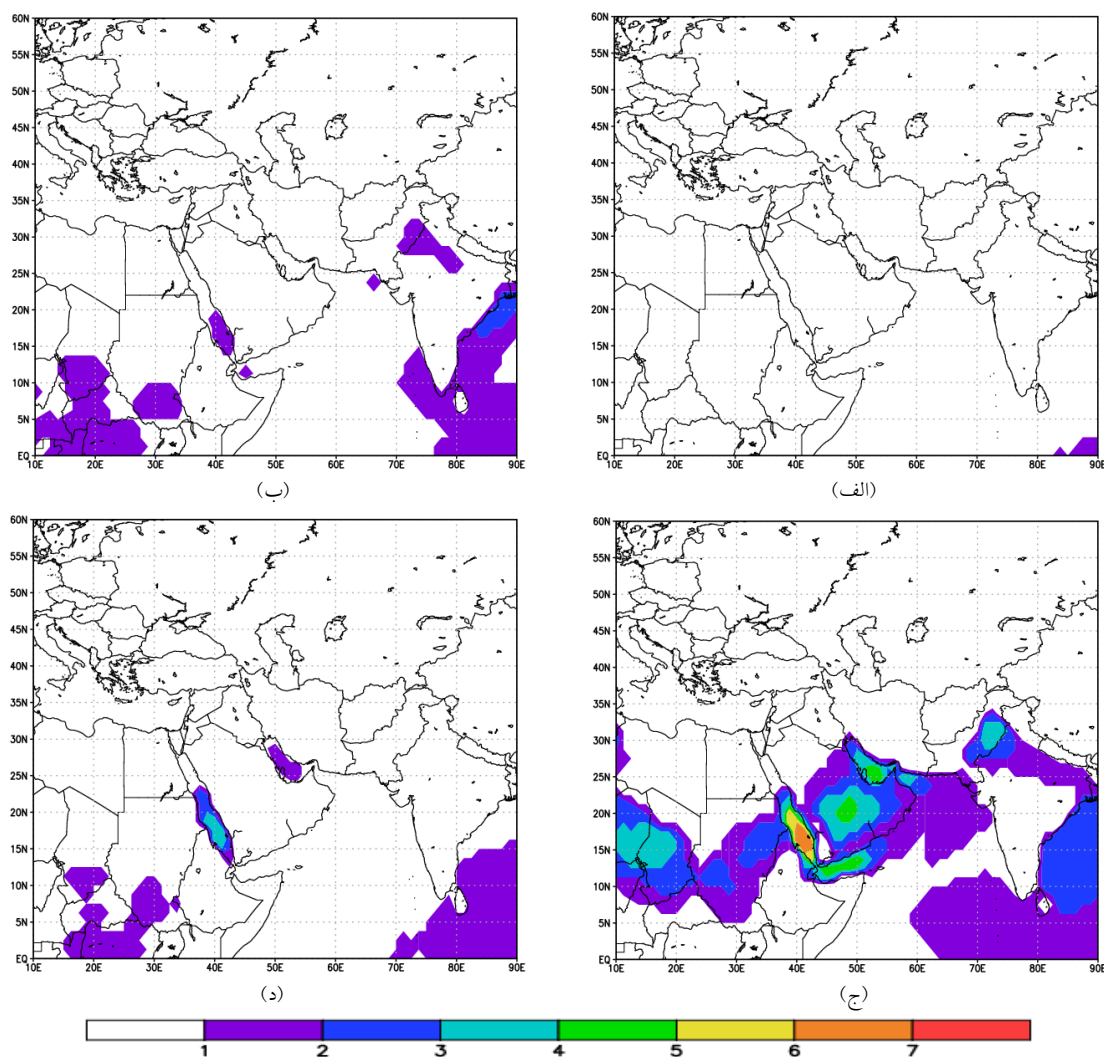
مطابق شکل ۴-ب، بیشینه مقادیر LI در فصل تابستان در سواحل جنوب شرقی هند به حدود سه می‌رسد. در فصل تابستان با گسترش و تقویت حداکثری ITCZ علاوه بر گسترش مقادیر محسوس شاخص LI تا عرض حدود ۳۰ درجه شمالی، بیشینه مقدار این شاخص در جنوب دریای سرخ به حدود هفت رسیده است (شکل ۴-ج). همچنین بیشینه مقادیر LI در حدود سه تا پنج در نواحی جنوبی عربستان، عرض ۱۵ درجه در آفریقای مرکزی و ناحیه کوچکی در شمال غربی شبه‌قاره هند مشاهده می‌شود (شکل ۴-ج). با تضعیف و حرکت جنوب‌سوی ITCZ در فصل پاییز، مقادیر LI به شکل محسوسی کاهش می‌یابد (شکل ۴-د). مقایسه شکل‌های ۴-ب و ۴-حاکي از انتقال بیشینه مقدار این شاخص به جنوب دریای سرخ به میزان حدود چهار در فصل پاییز است، اما الگوی آن تقریباً مشابه فصل بهار است.

۱-د). در منطقه شبه‌قاره هند، الگوی رطوبت و دما به شکل گسترده‌ای کاهش یافته (شکل‌های ۲-د و ۳-د) و باعث شده است تا مقادیر CAPE کمتر از 300 J/kg ، پهنه وسیعی از این منطقه را فراگیرد. این در حالی است که در سواحل هند همچنان مقادیر، بیش از 300 J/kg است و روند CAPE در شمال اقیانوس هند با توجه به تضعیف جریان‌ات آب گرم اقیانوسی نسبت به فصل تابستان نزولی شده است.

۳-۱-۲ LI

توزیع میانگین فصلی شاخص LI در شکل ۴ دیده می‌شود. در اینجا برای نمایش بهتر این شاخص، رابطه (۲) در یک منفی ضرب شده است؛ بنابراین مقادیر مثبت این شاخص، میزان دمای بسته هوایی را نشان می‌دهد که گرم‌تر از محیط است. روند افزایشی این مقادیر نشان می‌دهد صعود بسته هوا با سرعت بیشتری انجام می‌گیرد که نشان‌دهنده یک لایه مرزی ناپایدار در وردسپهر است (گالوی، ۱۹۵۶). در توزیع اقلیم‌شناختی این شاخص باید توجه داشت مقادیر مثبت LI قطعیت رخداد ناپایداری همرفتی را بیان نمی‌کند، بلکه در صورت توسعه این نوع ناپایداری می‌تواند نمایی کلی را از واداشت همرفتی ارائه دهد.

با توجه به رابطه (۲)، شاخص LI میزان شتاب قائم بسته هوا را در بالا و پایین تراز 500 هکتوپاسکال در نظر نمی‌گیرد، بلکه میزان ناپایداری در یک سطح را ارزیابی می‌کند، در حالی که شاخص CAPE ناپایداری را به‌طور یکپارچه در لایه‌ای مشخص از وردسپهر بررسی می‌کند. همین موضوع می‌تواند نشان‌دهنده کاهش گستردگی LI در شکل ۴ نسبت به CAPE در شکل ۱ باشد. از طرفی، با توجه به اینکه محاسبه هر دو شاخص LI و CAPE به کمک نیم‌رخ قائم دمای مجازی انجام



شکل ۴. مشابه شکل ۱ اما برای شاخص LI (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای درجه سلسیوس).

که مطابق آن، مقادیر این شاخص در منطقه حاره تا حدود ۳۳ نیز می‌رسد. همچنین در مناطق مرتفع با فشار کمتر از ۸۵۰ هکتوپاسکال مانند فلات تبت، مقادیر شاخص KI کوچک هستند که دلالت بر کارایی بهتر استفاده از این شاخص در سرزمین‌های پست نسبت به مناطق کوهستانی دارد.

شکل ۵ نسبت به شکل‌های ۱ و ۴ برای دو شاخص CAPE و LI گستردگی بیشتر و نظم کمتری دارد که می‌تواند به دلیل در نظر گرفتن دمای بسته هوا و به کارگیری کمیت‌های دما و رطوبت محیط ترازهای مختلف در رابطه

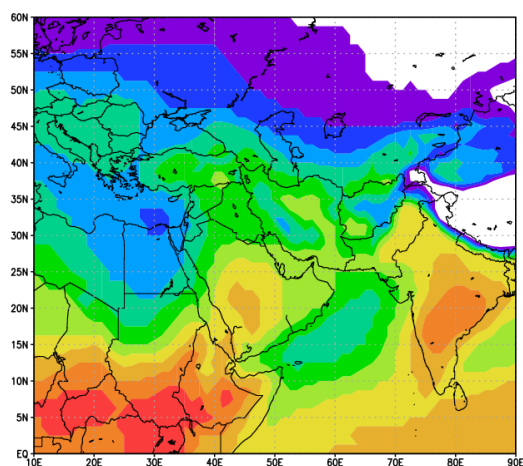
۳-۱-۳ KI

با توجه به رابطه (۳)، بخش اول شاخص KI، اختلاف دمای لایه جوین ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال و بخش دوم آن، میزان رطوبت در لایه وردسپهر زیرین را از ۸۵۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. این درحالی است که این شاخص وجود خشکی در سطوح میانی وردسپهر را در نظر نمی‌گیرد (جرج، ۱۹۶۰). با توجه به در نظر گرفتن بخار آب دسترس‌پذیر در بخش دوم رابطه (۳)، شاخص KI بیشتر در مناطق حاره‌ای عملکرد خوبی دارد. توزیع میانگین فصلی شاخص KI در شکل ۵ آورده شده است

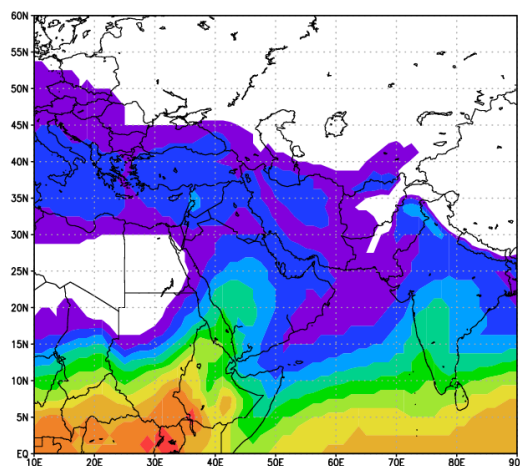
پژوهش اختلاف بین دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است، می‌تواند به تولید مقادیر غیر واقعی این شاخص منجر شود؛ بنابراین برای پیش‌بینی سامانه‌های همرفتی، بهتر است شاخص KI همانند شاخص CAPE و LI با دیگر شاخص‌های ناپایداری جو بررسی شود.

طی فصل زمستان، مقادیر کم شاخص KI در منطقه دیده می‌شود (شکل ۵-الف) که می‌تواند ناشی از کاهش ارتفاع ستون وردسپهر در این فصل و در نتیجه طبق رابطه

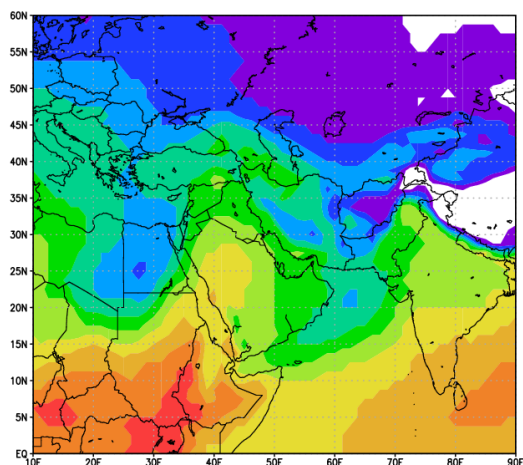
شاخص KI باشد. باین حال می‌توان همانند دو شاخص قبلی، چرخه توزیع فصلی شاخص KI را همراه با چرخه فصلی دما و رطوبت محیط، تحت تأثیر ITCZ دانست. بزرگ‌ترین مقادیر شاخص KI در تابستان نیمکره شمالی و کمترین مقادیر در زمستان این نیمکره دیده می‌شود (شکل‌های ۵-الف و ۵-ج). به‌طور کلی هم‌زمان با کاهش افقی دما، الگوی توزیع شاخص KI از استوا به سمت قطب کاهش می‌یابد. از طرفی، باید توجه داشت که افزایش اختلاف دما در راستای قائم، که در این



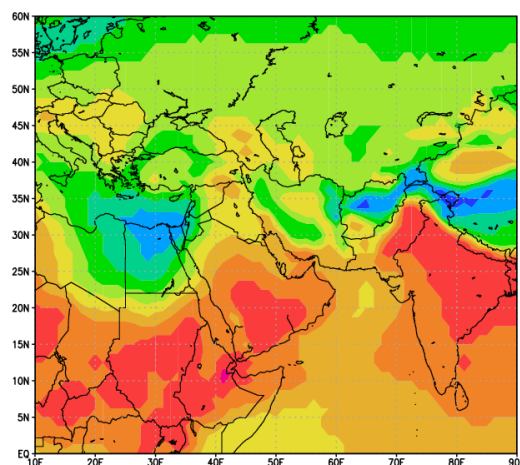
(ب)



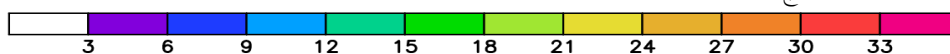
(الف)



(د)



(ج)



شکل ۵. مشابه شکل ۱ اما برای شاخص KI (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای درجه سلسیوس).

نکات شکل ۵-د است.

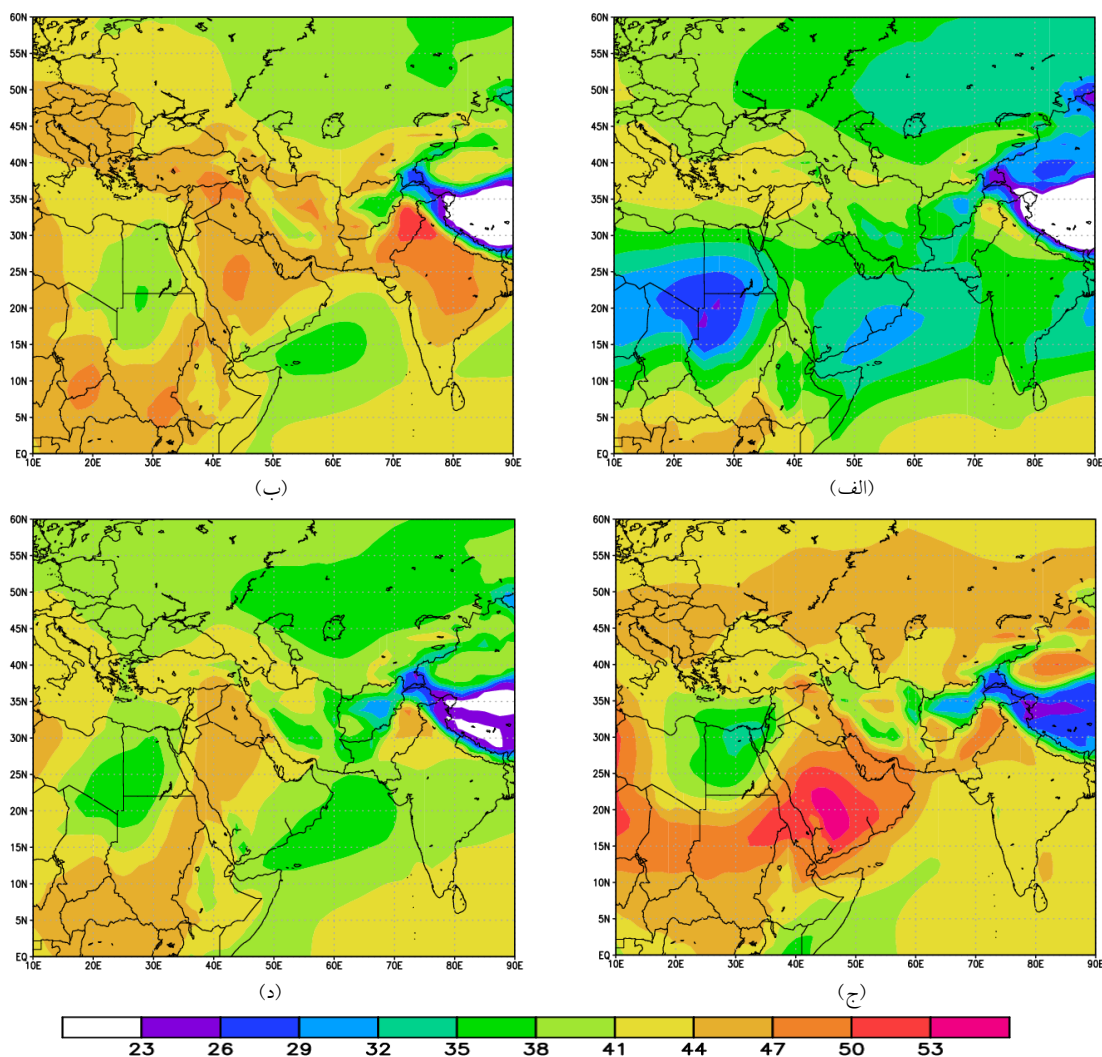
۳-۱-۴ TTI

با توجه به رابطه TTI (رابطه ۴)، جمله VT همانند بخش اول رابطه KI، نشان‌دهنده اختلاف دما در لایه‌ای از جو واقع در بالای لایه مرزی بین تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است. رطوبت علاوه بر اختلاف دما در راستای قائم، نقش مهمی در فرایند همرفت عمیق ایفا می‌کند که در جمله CT به جای استفاده از دمای ۸۵۰ هکتوپاسکال از نقطه شبنم این تراز استفاده شده است. از طرفی، با در نظر گرفتن تنها دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در محاسبه شاخص TTI، وجود وارونگی دمایی در وردسپهر زیرین می‌تواند استفاده از این شاخص را گرفتار چالش کند. مقادیر زیاد (کم) TTI زمانی است که وردسپهر میانی سرد (گرم) و وردسپهر زیرین گرم و مرطوب (سرد و خشک) باشد. از سوی دیگر، با توجه به در نظر گرفتن ارتفاع فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال در رابطه (۴)، شاخص TTI همانند KI مقادیر کوچکی را در ارتفاعات از جمله فلات تبت نشان می‌دهد (شکل ۶). اگر رطوبت سطوح زیرین وردسپهر زیاد نباشد، در صورت افزایش آهنگ کاهش قائم دما، TTI می‌تواند مقادیر زیادی داشته باشد؛ بنابراین چنین شاخص‌هایی باید با دقت بررسی شوند، در غیر این صورت، بیش‌برآوردی از امکان رخداد همرفت نشان می‌دهند (میلر، ۱۹۷۲). از دیگر نکات بارز این شاخص، آستانه ناپایداری همرفتی است که متأثر از موقعیت جغرافیایی، وضعیت همدیدی و فصل تغییر می‌کند.

با توجه به شباهت بخش اول رابطه TTI با KI، اغلب این دو شاخص از یک الگوی توزیع برخوردار هستند (شکل‌های ۵ و ۶)، به جز آنکه شاخص TTI میزان رطوبت هوا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را در نظر نمی‌گیرد. از طرفی،

(۳)، کاهش اختلاف دما در راستای قائم باشد. مقادیر KI کمتر از سه در پهنه وسیعی از روسیه و شمال آفریقا دیده می‌شود. بیشینه مقادیر KI در فصل زمستان در مناطق حاره‌ای آفریقا به دلیل رطوبت و دمای کافی به حدود ۳۳ نیز می‌رسد. با توجه به شکل ۵-ب، الگوی توزیع شاخص KI در فصل بهار تقریباً همانند فصل زمستان است، با این تفاوت که به دلیل افزایش گرمایش فصلی، مقادیر محسوس این شاخص به عرض‌های بالاتر گسترش یافته است. انتقال کمینه مقادیر شمال آفریقا به سمت دریای مدیترانه و افزایش چشمگیر این شاخص در نواحی شبه‌قاره هند، هم‌زمان با آغاز فصل پیش‌موسمی با بیشینه حدود ۳۰ نسبت به زمستان، از نکات مهم فصل بهار است (شکل ۵-ب).

در فصل تابستان با افزایش حداکثری ارتفاع ستون وردسپهر و جابه‌جایی ITCZ به عرض‌های بالاتر نیمکره شمالی، بیشترین مقادیر KI در این فصل مشاهده می‌شود (شکل ۵-ج). تقریباً در بیشتر مناطق جنب‌حاره‌ای به سبب افزایش چشمگیر اختلاف دما در راستای قائم، شاخص KI مقادیر زیاد و غیرواقعی تولید می‌کند که به بیش‌برآورد امکان رخداد همرفت منجر می‌شود. همین موضوع باعث می‌شود در مناطق جنوبی عربستان این شاخص به حدود ۳۳ نیز برسد. از طرفی، همچنان در منطقه مصر، شاخص KI مقادیر کمتری نسبت به نواحی هم‌عرض خود دارد (شکل ۵-ج). هم‌زمان با آغاز فصل موسمی شبه‌قاره هند و غالب شدن چشمگیر اثر رطوبت در رابطه شاخص KI، بیشینه مقادیر KI در این منطقه طی فصل تابستان روی می‌دهد. با توجه به شکل ۵-د، تقریباً الگوی توزیع KI فصل پاییز همانند فصل بهار است با این تفاوت که انتقال مقادیر محسوس KI از نواحی جنوبی عربستان (شکل ۵-ب) به نواحی غربی آن دیده می‌شود. کاهش زیاد مقادیر KI در هند نسبت به تابستان و انتقال بیشینه آن به سمت مناطق حاره‌ای ناشی از کاهش شدید اثر رطوبت، از مهم‌ترین



شکل ۶. مشابه شکل ۱ اما برای شاخص TTI (نواحی سایه-روشن رنگی با یکای درجه سلسیوس).

مقادیر شاخص TTI در فصل بهار به دلیل افزایش گرمایش سطحی، رشد پارزی داشته است، به نحوی که در عربستان و هند به دلیل افزایش زیاد اختلاف دما در راستای قائم (شکل آورده نشده است) نسبت به فصل قبل، بیشینه مقادیر TTI را دارد. باید توجه داشت که جایا کریشان و بابو (۲۰۱۴) نشان دادند وابستگی غیرخطی بین افزایش مقادیر TTI با افزایش درصد رویداد همرفت در هند طی فصل پیش موسمی نمی تواند به تنهایی پیش بینی کننده خوبی برای رخداد ناپایداری همرفتی باشد. با بررسی شکل ۶-

در بخش دوم رابطه TTI از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در رابطه KI از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است که می تواند مقادیر بیشتر شاخص TTI نسبت به KI را توجیه کند. مطابق شکل ۶-الف، طی فصل زمستان در نواحی جنوبی اروپا مقادیر TTI افزایش دارد و بیشینه آن به ۴۴ می رسد که نسبت به نواحی هم عرض زیاد است. وجود کمینه مقادیر TTI در این فصل در نواحی جنب حاره ای می تواند ناشی از هر دو اثر دما و رطوبت در این محدوده باشد (شکل ۶-الف). طبق شکل ۶-ب، به طور کلی

برای شاخص همرفتی ترسیم شده است (شکل ۷). در تمامی شکل‌های این بخش، پربندهای سفیدرنگ با مقدار ۰/۰۵، سطح اعتماد ۹۵ درصد را نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۷، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت (منفی) نشان‌دهنده افزایش (کاهش) شاخص‌های همرفتی طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در مناطق مختلف است. مطابق شکل ۷-الف، مقادیر با تفاضل مثبت CAPE بیشتر در نواحی جنب‌حاره و نواحی حاره‌ای اقیانوس هند دیده می‌شود که بیانگر افزایش این شاخص طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در مناطق مذکور است، به گونه‌ای که بیشترین مقدار آن در جنوب دریای عمان، برخی مناطق نیمه شرقی شبه‌جزیره عربستان، نواحی مرکزی دریای سرخ و شمال آفریقا به بیش از 250 J/kg می‌رسد. با توجه به پربندهای سفیدرنگ در شکل ۷-الف، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE در مسیری از نواحی مرکزی دریای سرخ تا غرب ایران در سطح اعتماد ۹۵ درصد و بیشتر قرار دارد.

در نواحی حاره‌ای آفریقا، توزیع تفاضل منفی CAPE دیده می‌شود که کوچک‌ترین مقدار آن به کمتر از 100 J/kg می‌رسد و نشان‌دهنده کاهش این شاخص طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این ناحیه است. الگوی توزیع تفاضل شاخص LI متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت NAO همانند الگوی توزیع تفاضل شاخص CAPE در شکل ۷-ب است. مقادیر با تفاضل مثبت LI به صورت پراکنده در نواحی جنب‌حاره و نواحی حاره‌ای اقیانوس هند به بیش از $0/5+$ و با تفاضل منفی در برخی نواحی حاره‌ای آفریقا به کمتر از ۱- می‌رسد که به ترتیب مبین افزایش و کاهش شاخص همرفتی LI طی فاز منفی شاخص NAO نسبت به فاز مثبت آن در نواحی مذکور است. در نواحی مرکزی دریای سرخ به سمت خلیج فارس، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت شاخص LI با سطح اعتماد ۹۵ درصد و بیشتر به خوبی نمایان است.

ب می‌توان بیشترین مقدار شاخص TTI طی فصل بهار را در نواحی شمال غربی شبه‌قاره هند یافت که به حدود ۵۳ می‌رسد. از طرفی، در سواحل جنوب شرقی شبه‌جزیره عربستان و مصر نیز TTI کمینه مقدار خود را دارد.

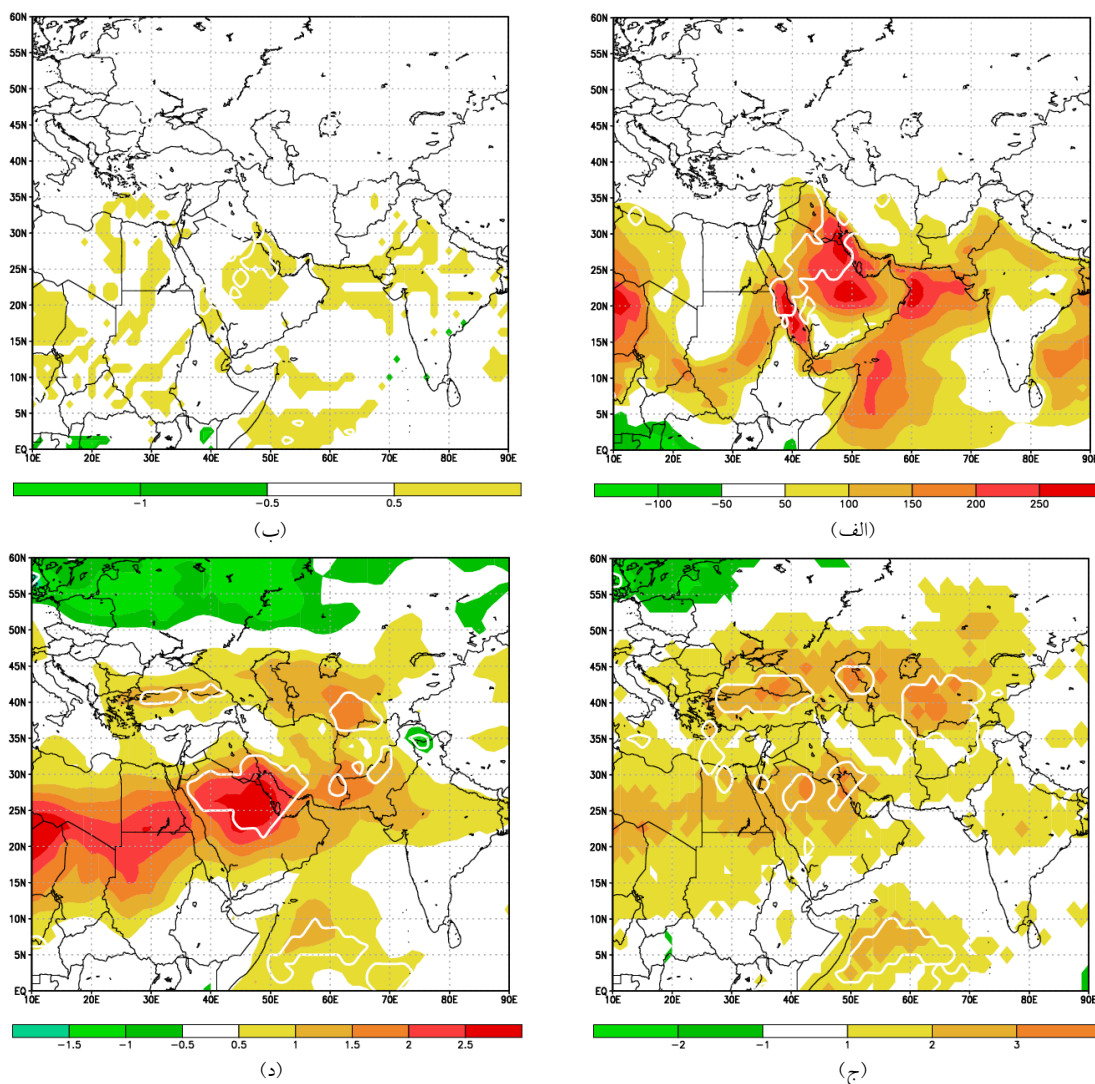
همانند سه شاخص قبلی با گسترش حداکثری ITCZ در فصل تابستان علاوه بر گسترش مقدارهای بزرگ TTI به عرض‌های بالاتر، بیشینه مقادیر سالانه این شاخص در این فصل دیده می‌شود (شکل ۶-ج) به طوری که در مناطقی از روسیه، مقدار TTI تا حدود ۴۷ نیز دیده می‌شود. این در حالی است که در منطقه مصر با اثر دما، مقدار TTI نسبت به فصل بهار کاهش یافته است. با آغاز فصل موسمی در هند، میزان رطوبت افزایش می‌یابد، اما غلبه کاهش چشمگیر اختلاف دما در راستای قائم سبب شده است تا در این منطقه، شاخص TTI نسبت به فصل بهار کاهش داشته باشد. همچنین به دلیل بزرگ شدن آهنگ کاهش دما با افزایش ارتفاع در منطقه جنوب عربستان، بیشینه مقدار سالیانه TTI در حدود بیش از ۵۳ رخ داده است. با توجه به شکل ۶-د، با افزایش تدریجی سرمایش سطحی، بیشینه مقادیر TTI در فصل پاییز کاهش یافته است. بزرگ‌ترین مقادیر TTI در فصل پاییز در شمال شبه‌جزیره عربستان و ناحیه کوچکی در شمال غربی شبه‌قاره هند به دلیل اثر دما و همچنین در مناطق حاره‌ای آفریقا به دلیل اثر رطوبت بر این شاخص دیده می‌شود.

۲-۳ ارتباط بین شاخص‌های همرفتی و

دورپیوندی

۱-۲-۳ NAO

برای شناسایی مناطقی که فازهای مثبت و منفی شاخص‌های دورپیوندی، توزیع شاخص‌های همرفتی را متأثر می‌کنند، توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت NAO بررسی می‌شود. برای این کار میانگین ماه‌های بحرانی منفی منهای میانگین ماه‌های بحرانی مثبت،



شکل ۷. نقشه ترکیبی توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت برای دورپیوند NAO طی دوره مطالعاتی برای شاخص‌های (الف) CAPE (ب) LI (ج) KI (د) TTI (سایه-روشن رنگی). مناطق با سطح معناداری آماری ۰/۰۵ با پریند سفیدرنگ مشخص شده‌اند.

درخور توجه است؛ چون در سطح اعتماد ۹۵ درصد و بیشتر قرار دارند. از سوی دیگر، مقادیر تفاضل منفی KI در نواحی حاره‌ای آفریقا نسبت به دو شاخص CAPE و LI توسعه کمتری داشته است، اما در مقابل، در عرض‌های تقریباً بالاتر از ۵۵ درجه شمالی قاره اروپا توسعه بیشتری را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده کاهش KI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این نواحی است.

مطابق شکل ۷-د، اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت شاخص NAO برای TTI تقریباً همانند

در ادامه در شکل ۷-ج مشاهده می‌شود مقادیر با تفاضل مثبت شاخص KI نسبت به دو شاخص قبلی گسترش بیشتری به مناطق جنب‌حاره و نواحی حاره‌ای اقیانوس هند تا عرض‌های بالاتر جغرافیایی (تقریباً ۵۵ درجه شمالی) داشته‌اند. این وضعیت نشان‌دهنده افزایش KI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این مناطق است. بیشترین تفاضل مثبت KI در برخی از نواحی جنوبی روسیه و شمال عربستان به بیش از ۳+ رسیده است. نتایج مربوط به این نواحی پیشینه، از نظر آماری هم

است. اختلاف چنان است که بیشترین مقدار آن در سواحل شرقی شبه‌قاره هند به بیش از 450 J/kg و در جنوب دریای عمان، سواحل جنوبی شبه‌جزیره عربستان و تا حدودی در نواحی شمالی آفریقا به حدود 450 J/kg می‌رسد. از طرفی، در نواحی حاره‌ای شرق آفریقا، توزیع مقادیر با تفاضل منفی CAPE دیده می‌شود که کوچک -ترین مقدار آن به کمتر از 150 J/kg -نیز می‌رسد و بیانگر کاهش شاخص CAPE طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در این ناحیه است. الگوی توزیع تفاضل شاخص LI متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت EA/WR همانند الگوی توزیع تفاضل شاخص CAPE در شکل ۸-ب است. اغلب تفاضل مثبت LI به صورت پراکنده در نواحی جنب‌حاره و نواحی حاره‌ای اقیانوس هند مشاهده می‌شود که بزرگ‌ترین مقدار آن در ناحیه کوچکی از سواحل جنوبی شبه‌جزیره عربستان به بیش از $1/5$ می‌رسد. این موضوع نشان‌دهنده افزایش LI طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در این نواحی است. در نواحی حاره‌ای شرق آفریقا، تفاضل منفی LI دیده می‌شود که کوچک‌ترین مقدار آن به کمتر از ۱- می‌رسد. شایان ذکر است با توجه به شکل‌های ۸-الف و ۸-ب، تقریباً پربند سطح اعتماد ۹۵ درصد در همان نواحی ای قرار دارد که بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین مقدار تفاضل برای دو شاخص CAPE و LI دیده شده است.

تفاضل مثبت شاخص KI در شکل ۸-ج گسترش بیشتری را نسبت به دو شاخص قبلی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که علاوه بر مناطق جنب‌حاره، به شکل بارزی به سمت عرض‌های بالاتر جغرافیایی نیز توسعه یافته است. این موضوع نشان‌دهنده افزایش KI طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در بیشتر مناطق است. همچنین تفاضل مثبت برای EA/WR (شکل ۸-ج) نسبت به NAO (شکل ۷-ج) گستردگی بیشتری دارد که بیانگر اثر بیشتر شاخص EA/WR نسبت به شاخص NAO بر

الگوی توزیع تفاضل KI (شکل ۷-ج) است، به نحوی که بیشترین مقادیر با تفاضل مثبت TTI در نواحی مرکزی و شرقی شبه‌جزیره عربستان و تقریباً نواحی شمالی آفریقا به بیش از $2/5$ می‌رسد. این وضعیت بیانگر افزایش TTI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این مناطق است. با توجه به پربندهای مربوط به معناداری آماری در شکل ۷-د، این نتیجه در نواحی جنوبی روسیه، مرکز و شرق عربستان و مناطق حاره‌ای اقیانوس هند درخور توجه است. توزیع تفاضل منفی TTI در شکل ۷-د علاوه بر ناحیه بسیار کوچکی از منطقه حاره‌ای آفریقا و شمال شبه‌قاره هند، در منطقه وسیعی از عرض‌های حدوداً بالای 50 درجه شمالی نیز دیده می‌شود که کوچک‌ترین آن به کمتر از ۱- رسیده و توصیف‌کننده کاهش شاخص TTI طی فاز منفی NAO نسبت به فاز مثبت آن در این مناطق است.

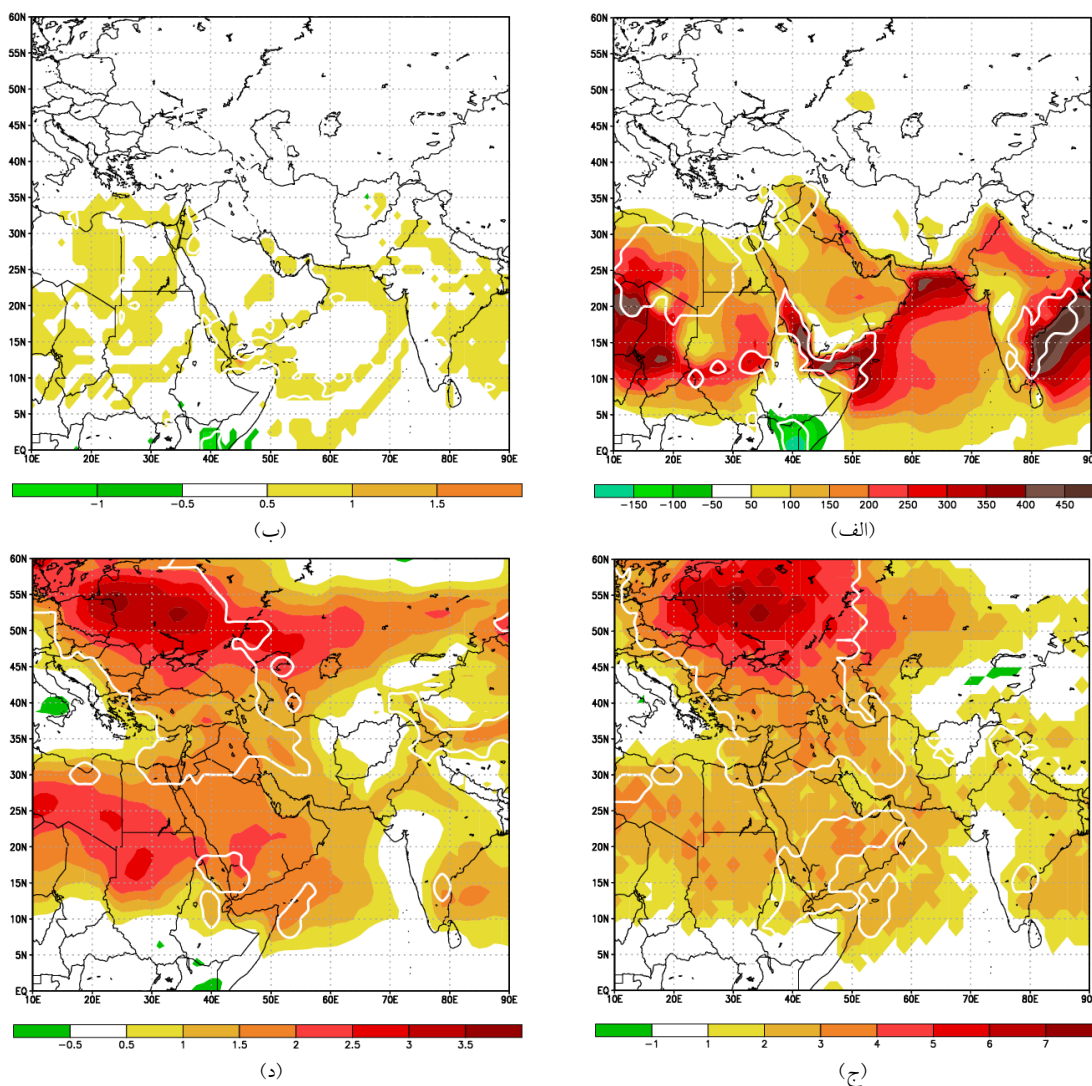
۳-۲-۲ EA/WR

توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت EA/WR برای شاخص همرفتی در شکل ۸ نشان داده شده است. مطابق این شکل، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت (منفی) نشان‌دهنده افزایش (کاهش) شاخص‌های همرفتی طی فاز منفی شاخص EA/WR نسبت به فاز مثبت آن است. مقایسه دو شکل ۸-الف و ۷-الف نشان می‌دهد توزیع مقادیر مثبت حاصل از اختلاف میانگین ماه‌های منفی و مثبت EA/WR نسبت به شاخص NAO گستردگی بیشتری دارد. این توزیع بیانگر افزایش بیشتر شاخص CAPE طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز منفی NAO در ناحیه مورد مطالعه است.

مطابق شکل ۸-الف، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE اغلب در نواحی جنب‌حاره و نواحی حاره‌ای اقیانوس هند دیده می‌شود که نشان‌دهنده افزایش CAPE طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در این ناحیه

مثبت شاخص EA/WR برای TTI در شکل ۸-د، تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل KI (شکل ۸-ج) است. مقادیر با تفاضل مثبت TTI تقریباً در همان نواحی ای دیده می‌شود که برای شاخص KI نیز بیان شد. با مقایسه دو شکل ۸-د و ۷-د مشاهده می‌شود توزیع مقادیر مثبت حاصل از اختلاف میانگین ماه‌های منفی و مثبت EA/WR برای TTI نسبت به دورپیوند NAO تقریباً در عرض‌های بالاتر (پایین‌تر) از ۳۵ درجه شمالی افزایش (کاهش) یافته است. بزرگ‌ترین مقادیر با تفاضل مثبت TTI در برخی از

پایداری ایستایی در این مناطق است. بزرگ‌ترین تفاضل مثبت KI در برخی از نواحی غربی روسیه به بیش از +۷ می‌رسد که می‌تواند ناشی از الگوی بی‌هنجاری مثبت دمایی طی فاز منفی EA/WR در این ناحیه باشد. از سوی دیگر، مقادیر با تفاضل منفی KI در ناحیه کوچکی از غرب چین به حدود کمتر از -۱ می‌رسد که نشان‌دهنده کاهش KI طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در این ناحیه است. الگوی توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و



شکل ۸. همانند شکل ۵ اما برای EA/WR

LI به صورت پراکنده در برخی از نواحی حاره و جنب‌حاره دیده می‌شود. تقریباً در همان نواحی‌ای که در شاخص CAPE بیان شد، کمترین (بیشترین) مقادیر با تفاضل منفی و مثبت LI نیز با گستردگی کمتری مشاهده می‌شود که به کمتر از $1/5 - (+0/5)$ رسیده و نشان‌دهنده افزایش (کاهش) شاخص همرفتی LI طی فاز مثبت شاخص IOD نسبت به فاز منفی آن در نواحی مذکور است. با توجه به پربندهای سفیدرنگ در دو شکل ۹- الف و ۹- ب، نتایج مربوط به نواحی با کمترین مقدار تفاضل منفی برای هر دو شاخص CAPE و LI درخور توجه است؛ زیرا در سطح اعتماد ۹۵ درصد و بیشتر قرار دارند.

با توجه به شکل ۹- ج مشاهده می‌شود تفاضل‌های مثبت و منفی شاخص KI نسبت به دو شاخص همرفتی قبلی تا حدودی گسترش بیشتری دارند. تفاضل منفی علاوه بر مناطقی از حاره و جنب‌حاره، به سمت عرض‌های شمالی‌تر نیز همچون جنوب روسیه توسعه یافته که نشان‌دهنده افزایش KI طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. تفاضل منفی KI در برخی از نواحی دریای عمان و جنوب پاکستان به کمتر از ۴- می‌رسد. از سوی دیگر، 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.

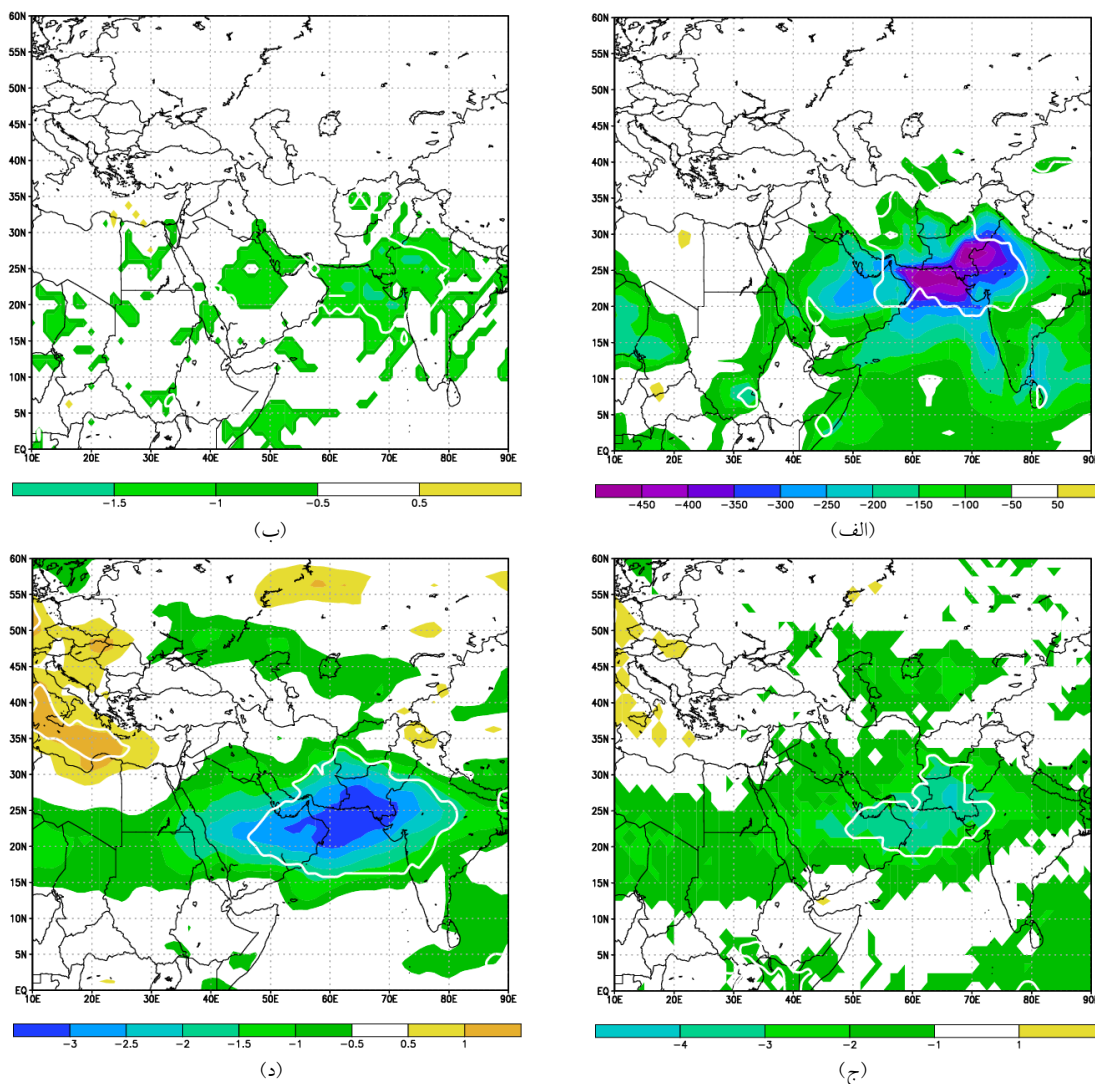
مطابق شکل ۹- د، اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت شاخص IOD برای TTI تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل KI (شکل ۹- ج) است، به نحوی که مقادیر با تفاضل‌های منفی و مثبت TTI تقریباً در همان نواحی‌ای دیده می‌شود که در شاخص KI به آن اشاره شد. کمینه تفاضل منفی TTI در حوضه دریای عمان با مقدار کمتر از ۳- یافت می‌شود که بیانگر افزایش شاخص TTI طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن در این ناحیه است. از طرفی، بزرگ‌ترین مقادیر با تفاضل مثبت TTI نیز در

نواحی غربی روسیه به بیش از $3/5+$ و در نواحی شمالی آفریقا نیز به حدود $3+$ می‌رسد که بیانگر افزایش TTI طی فاز منفی EA/WR نسبت به فاز مثبت آن در این مناطق است. از طرفی، با توجه به شکل ۸- د، تفاضل منفی TTI علاوه بر ناحیه کوچکی از منطقه حاره‌ای شرق آفریقا، روی ناحیه مرکزی مدیترانه نیز دیده می‌شود که به کمتر از $0/5-$ می‌رسد. با توجه به دو شکل ۸- ج و ۸- د، توزیع پربندهای سطح اعتماد ۹۵ درصد برای دو شاخص KI و TTI تقریباً از یک الگو پیروی می‌کند، به طوری که از نظر آماری، نتایج توزیع مقادیر با تفاضل مثبت این دو شاخص در پهنه وسیعی از نواحی شرقی اروپا تا غرب خاورمیانه، ناحیه کوچکی در شمال آفریقا و جنوب هند، مناطق جنوبی شبه‌جزیره عربستان و مناطق غربی چین تأیید می‌شود.

۳-۲-۳ IOD

شکل ۹ اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت IOD را برای شاخص همرفتی نشان می‌دهد. برعکس الگوی توزیع مقدار تفاضل برای NAO و EA/WR (شکل‌های ۷ و ۸)، در شکل ۹ توزیع مقادیر با تفاضل منفی (مثبت) نشان‌دهنده افزایش (کاهش) شاخص‌های همرفتی طی فاز مثبت IOD نسبت به فاز منفی آن است. مطابق شکل ۹- الف، تفاضل منفی CAPE تا حدودی برخی از مناطق حاره و جنب‌حاره منطقه را دربرمی‌گیرد، به نحوی که کمینه مقدار $450 - J/kg$ از دریای عمان تا مناطق غربی شبه‌قاره هند دیده می‌شود. در نواحی کوچکی از مناطق مرکزی و شمال‌شرقی آفریقا، توزیع مقادیر با تفاضل مثبت CAPE دیده می‌شود که به بیش از $50 J/kg+$ می‌رسد.

الگوی توزیع تفاضل شاخص LI متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت IOD در شکل ۹- ب، تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل شاخص CAPE است. تفاضل منفی



شکل ۹. همانند شکل ۵ اما برای IOD

نشان‌دهنده افزایش (کاهش) شاخص‌های همرفتی طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز منفی آن است. از مقایسه دو شکل ۹-الف و ۱۰-الف می‌توان استدلال کرد که تفاضل مثبت (منفی) CAPE متأثر از شاخص MJO نسبت به شاخص IOD در عرض‌های حاره (جنب‌حاره) گستردگی بیشتری دارد که بیانگر کاهش (افزایش) بیشتر شاخص CAPE طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز مثبت IOD در نواحی مذکور است. مطابق شکل ۱۰-الف، تفاضل منفی CAPE بیشتر در نواحی جنب‌حاره دیده می‌شود. همانند شاخص IOD، کمینه تفاضل روی دریای

برخی از نواحی اروپا، مناطق مرکزی روسیه و دریای مدیترانه به بیش از ۱+ رسیده است. در دو شاخص KI و TTI نیز تقریباً در همان مناطقی که بیشترین و کمترین مقدار تفاضل دیده می‌شود، سطح اعتماد ۹۵ درصدی به‌خوبی نمایان است.

۳-۲-۴ MJO

توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت MJO برای شاخص همرفتی در شکل ۱۰ نشان داده شده است. مطابق این شکل، توزیع مقادیر با تفاضل منفی (مثبت)

MJO نسبت به IOD در این نواحی است. مقدار تفاضل در ناحیه کوچکی از سواحل شمال شرقی عربستان به کمتر از ۶- می‌رسد. از طرف دیگر، تفاضل مثبت KI تا حدودی در نواحی شمالی اروپا و برخی مناطق حاره‌ای یافت می‌شود که بزرگ‌ترین آن در ناحیه حاره‌ای شرق آفریقا به بیش از ۲ می‌رسد.

الگوی توزیع اختلاف میانگین ماه‌های بحرانی منفی و مثبت شاخص MJO برای TTI در شکل ۱۰-د، تقریباً همانند الگوی توزیع تفاضل KI در شکل ۱۰-ج است. با مقایسه دو شکل ۱۰-د و ۹-د مشاهده می‌شود که تفاضل منفی TTI متأثر از شاخص MJO اغلب گسترش بیشتری را نسبت به شاخص IOD در منطقه نشان می‌دهد که می‌تواند بیان‌کننده افزایش بیشتر توزیع شاخص TTI طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز مثبت IOD در منطقه باشد. کمترین تفاضل منفی TTI تقریباً در برخی از نواحی شمال شرقی آفریقا، مناطق مرکزی عربستان و دریای عرب یافت می‌شود. از طرفی، با توجه به شکل ۱۰-د، تفاضل مثبت TTI علاوه بر برخی از مناطق حاره‌ای و عرض ۳۵ درجه شمالی منطقه، در نیمه شمالی اروپا نیز دیده می‌شود. بزرگ‌ترین مقدار تفاضل در عرض ۵۵ درجه شمالی واقع در اروپا به بیش از ۲ رسیده و توصیف‌کننده کاهش شاخص TTI طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است.

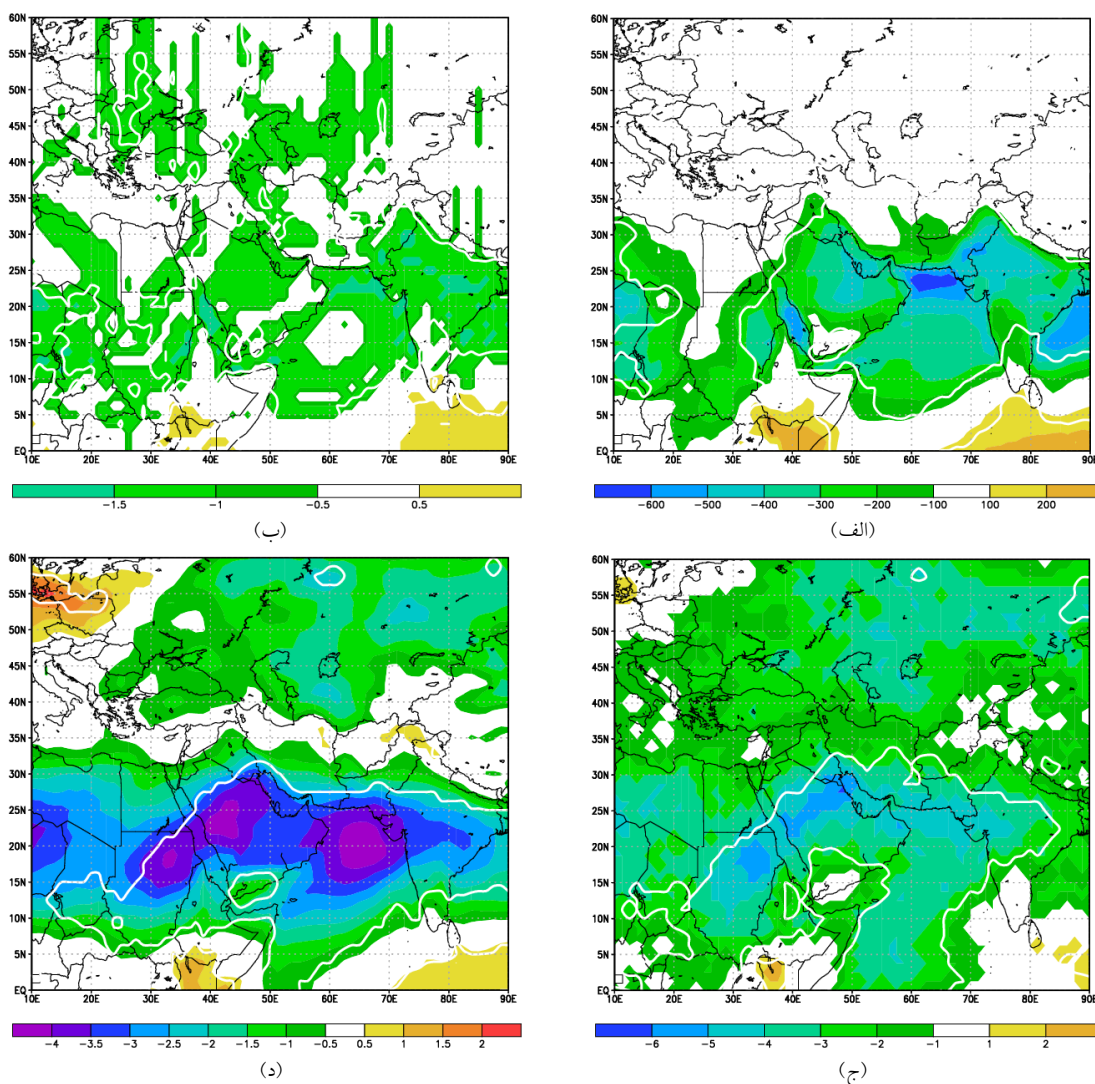
۴ نتیجه‌گیری

سامانه‌های همرفتی، پدیده‌های هواشناسی متداولی هستند که بیشتر متأثر از متغیرهای رطوبت، دما و باد در ترازهای مختلف و ردسپهر، در مقیاس‌های زمانی و مکانی گوناگون رخ می‌دهند. شناخت این سامانه‌ها مستلزم بررسی شاخص‌های پایداری جو است که به کمک نمودارهای ترمودینامیکی داده‌های رادیوگمانه محاسبه می‌شوند و ارزیابی ظرفیت محیط برای فعالیت همرفتی را ممکن

عمان با مقدار کمتر از 600 J/kg یافت می‌شود. از طرفی، تفاضل مثبت CAPE اغلب در نواحی حاره‌ای دیده می‌شود که به بیش از 200 J/kg می‌رسد.

الگوی توزیع تفاضل شاخص LI متأثر از اختلاف فازهای منفی و مثبت MJO که در شکل ۱۰-ب ترسیم شده است، گستردگی بیشتری نسبت به شاخص IOD (شکل ۹-ب) دارد. تفاضل منفی LI به صورت پراکنده علاوه بر مناطق جنب‌حاره، در عرض‌های میانی منطقه نیز گسترش دارد که بیانگر افزایش شاخص LI طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. کمینه تفاضل به طور پراکنده در برخی از نواحی آفریقا، دریای سرخ، دریای عمان و شبه‌قاره هند تا کمتر از $1/5$ - می‌رسد. از سوی دیگر، تفاضل مثبت تقریباً در همان مناطقی که در شاخص CAPE (شکل ۱۰-الف) دیده شد، برای شاخص LI نیز مشاهده می‌شود. بزرگ‌ترین مقدار تفاضل به بیش از $0/5+$ رسیده است و بیانگر کاهش شاخص همرفتی LI طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز منفی آن در این نواحی است. ضمن اینکه با توجه به هر دو شکل ۱۰-الف و ۱۰-ب، سطح اعتماد آماری خوبی در اغلب مناطقی دیده می‌شود که توزیع تفاضل‌های منفی و مثبت برای دو شاخص CAPE و LI وجود دارد و از این نظر، به نتایج آنها می‌توان اعتنا کرد.

در ادامه، در شکل ۱۰-ج مشاهده می‌شود که تفاضل منفی KI ناشی از شاخص MJO نسبت به دو شاخص همرفتی CAPE و LI در شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ب گسترش بیشتری یافته است. علاوه بر مناطق جنب‌حاره و تا حدودی حاره، به شکل بارزی تفاضل منفی به سمت عرض‌های شمالی منطقه نیز گسترش یافته و نشان‌دهنده افزایش شاخص KI طی فاز مثبت MJO نسبت به فاز منفی آن در این مناطق است. همچنین تفاضل منفی MJO برای KI (شکل ۱۰-ج) نسبت به شاخص IOD (شکل ۹-ج) گستردگی بیشتری دارد که نشان‌دهنده گسترش بیشتر اثر



شکل ۱۰. همانند شکل ۵ اما برای MJO.

شاخص پایداری جو و دورپیوندی می‌تواند توانایی پیش‌بینی سامانه‌های همرفتی را بهبود ببخشد؛ از این رو در پژوهش حاضر، توزیع اقلیم‌شناختی برخی شاخص‌های پایداری جو و ارتباط آن با برخی نوسانات دورپیوندی در منطقه غرب آسیا بررسی شده است.

در بخش اول این پژوهش، ابتدا با استفاده از داده‌های بازتحلیل ژاپن JRA55 با تفکیک افقی $1/25 \times 1/25$ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری شامل متغیرهای دما و رطوبت نسبی در ۲۷ تراز فشاری از ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال به صورت روزانه در ساعت UTC ۰۰، چهار

می‌سازند؛ بنابراین بررسی توزیع اقلیم‌شناختی این شاخص‌ها می‌تواند کمک شایانی در درک بهتر امکان شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی ارائه کند. از طرفی، سامانه‌های همرفتی نتیجه پیوند بین همرفت‌های جوی میان‌مقیاس و گردش‌های جوی بزرگ‌مقیاس همچون نوسانات دورپیوند هستند که می‌تواند توزیع شاخص‌های پایداری جو را نیز متأثر کند. دورپیوندها، بی‌هنجاری‌های بزرگ‌مقیاس مکانی و زمانی هستند که با تأثیر برگردش‌های جوی، موجب دگرگونی در الگوهای وضع هوا در مناطق وسیع جغرافیایی می‌شوند. شناخت ارتباط دو

بیشتر نواحی منطقه مورد مطالعه همراه است. همچنین مقادیر شاخص‌های همرفتی طی فاز مثبت (منفی) MJO (EA/WR) افزایش بیشتری را نسبت به فاز مثبت (منفی) IOD (NAO) در بیشتر نواحی منطقه غرب آسیا نشان می‌دهد.

منابع

صمدیار، ب.، میرزائی، م.، محب‌الحجه، ع. ر.، طهماسبی پاشا، ا.، ۱۴۰۰، بررسی آماری - دینامیکی توفان‌های همرفتی قوی در اهواز: مجله ژئوفیزیک ایران، پذیرفته شده.

- Barnston, A. G., and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns: *Monthly Weather Review*, **115**, 1083-1126.
- Bolton, D., 1980, Computation of equivalent potential temperature: *Monthly Weather Review*, **108**, 1046-1053.
- Bryan, G. H., and Fritsch, J. M., 2004, A reevaluation of ice-liquid water potential temperature: *Monthly Weather Review*, **132**, 2421-2431.
- Campozano, L., Trachte, K., Céleri, 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: The case of the Paute basin: *Advances in Meteorology*, **2018**, 1-13.
- DeMott, C. A., and Randall, D. A., 2004, Observed variations of tropical convective available potential energy: *Journal of Geophysical Research*, **109**, D02102.
- Doswell, C. A., and Rasmussen, E. N., 1994, The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations: *Weather Forecasting*, **9**, 625-629.
- Firouzabadi, M., Mirzaei, M., and Mohebalhojeh, A. R., 2019, The climatology of severe convective storms in Tehran: *Atmospheric Research*, **221**, 34-45.
- 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*

شاخص همرفتی TTI، LI، KI و TTI طی دوره ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ محاسبه شد. سپس توزیع میانگین ماهانه و فصلی این شاخص‌ها روی منطقه مورد مطالعه ارائه شد. نتایج این بخش نشان داد که توزیع فصلی شاخص‌های همرفتی روی منطقه غرب آسیا، تحت تأثیر چرخه فصلی دما و رطوبت ناشی از جابه‌جایی ITCZ است، به گونه‌ای که به ترتیب بیشترین و کمترین آنها در فصل تابستان و فصل زمستان رخ می‌دهد. این نتایج در پژوهش ریمن-کمپ و همکاران (۲۰۰۹) از منظر جهانی و متوکالئونی و همکاران (۲۰۱۶) در آفریقا نیز دیده شده است. مقدار شاخص‌های همرفتی، با کاهش افقی دما از استوا به سمت قطب کاهش می‌یابد که این نتایج در مطالعات دیگر از جمله ریمن-کمپ و همکاران (۲۰۰۹) و تاسزارک و همکاران (۲۰۱۸) در اروپا نیز تأیید شده است. از طرفی، توزیع شاخص‌های همرفتی، متأثر از ویژگی کوهساری مناطق مختلف است و اغلب بزرگ‌ترین مقدار آنها در مناطق پست و هموار و کوچک‌ترین آنها در مناطق مرتفع و سردسیر دیده می‌شود. این نمونه با نتایج زیارانی و همکاران (۲۰۱۹) در منطقه آند همخوانی دارد. علاوه بر این، نقش بارز الگوی دما در توزیع شاخص‌های همرفتی، از دیگر نتایج مهم این بخش از پژوهش است.

در بخش دوم این پژوهش، ارتباط شاخص‌های پایداری جو و دورپیوندی بررسی شد. به این منظور، با تعیین فازهای بحرانی چهار شاخص دورپیوندی IOD، EA/WR، NAO و MJO، توزیع اختلاف میانگین شاخص‌های همرفتی مذکور برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی این شاخص‌های دورپیوندی در فصل بهار طی دوره مطالعاتی در منطقه غرب آسیا بررسی شد. نتایج این بخش نیز نشان داد که اغلب، فاز مثبت (منفی) دو شاخص شمالی NAO و EA/WR، با کاهش (افزایش) و فاز مثبت (منفی) دو شاخص جنوبی IOD و MJO با افزایش (کاهش) گستردگی مکانی مقادیر مهم شاخص‌های پایداری جو در

- Aeronautics: Academic Press, 673 pp.
- Groenemeijer, P. H., and Delden, A., 2007, Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands: *Atmospheric Research*, **83**, 473–487.
- Holley, D. M., Dorling, S. R., Steele, C. J., and Earl, N., 2014, A climatology of convective available potential energy in Great Britain: *International Journal of Climatology*, **34**, 3811–3824.
- Jayakrishnan, P. R., and Babu, C. A., 2014, Assessment of convective activity using stability indices as inferred from radiosonde and MODIS data: *Atmospheric and Climate Sciences*, **4**, 122-130.
- Madden, R. A., and Julian, P. R., 1971, Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific: *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708.
- Meukaleuni, C., Lenouo, A. and Monkam, D., 2016, Climatology of convective available potential energy (CAPE) in ERA-Interim reanalysis over West Africa: *Atmospheric Science Letters*, **17**, 65-70.
- 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.
- Mo, K. C., and Livezey, R. E., 1986, Tropical–extratropical geopotential height teleconnection during the Northern Hemisphere winter: *Monthly Weather Review*, **114**, 2488–2515.
- Moncrieff, M. W., and Miller, M. J., 1976, The dynamics and simulation of tropical squall lines: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 373–394.
- Monkam, D., 2002, Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and tropical Atlantic and study of its connections with rainfall in central and West Africa during summer 1985: *Atmospheric Research*, **62**, 125–147.
- Murugavel, P., Pawar, S. D., and Gopalakrishnan, V., 2012, Trends of convective available potential energy over the Indian region and its effect on rainfall: *International Journal of Climatology*, **32**, 1362–1372.
- Nasr Esfahany, M. A., Mohebalhojeh, A. R., and Ahmadi Givi, F., 2017, Effects of different phases of Madden-Julian Oscillation on some tropospheric: *Journal of the Earth and Space Physics*, **43**(3), 539-552.
- 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: *Atmospheric Research*, **93**, 534–545.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T., 1999, A dipole mode in the tropical Indian Ocean: *Nature*, **401**, 360–363.
- Savvidou, K., Orphanou, A., Charalambous, D., Lingis, P., and Michaelides, S., 2010, A statistical analysis of sounding derived indices and parameters for extreme and non-extreme thunderstorms events over Cyprus: *Advances in Geosciences*, **23**, 79–85.
- Showalter, A. K., 1947, A stability index for forecasting thunderstorms: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **34**, 250-252.
- Taszarek, M., Brooks, H. E., Czerniecki, B., Szuster, P., and Fortuniak, K., 2018, Climatological aspects of convective parameters over Europe: A comparison of ERA-Interim and sounding data: *Journal of Climate*, **31**, 4281–4308.
- Walker, G. T., 1924, Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather: *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, **24**(Part 9), 275–332.
- Wallace, J. M., and Gutzler, D. S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter: *Monthly Weather Review*, **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: *Journal of Climate*, **30**, 10155–10178.
- Wilks, D. S., 2006, *Statistical Methods in the Atmospheric Science*: 2nd. Ed. Elsevierer, 627 pp.
- Williams, E., and Renno, N., 1993, An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere: *Monthly Weather Review*, **121**, 21–36.
- Ziarani, M., Bookhagen, B., Schmidt, T., Wickert, J., de la Torre, A., and Hierro, R., 2019, Using convective available potential energy (CAPE) and dew-point temperature to characterize rainfall-extreme events in the south-central Andes: *Atmosphere*, **10**, 379.

On the relationship between convective and teleconnection indices over the West Asia

Amir Tahmasebi Pasha¹, Mohammad Mirzaei^{2*} and Ali Reza Mohebalhojeh³

¹ M.Sc. Graduate of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

³ Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 26 December 2020, Accepted: 25 April 2021)

Summary

Convective systems are meso-scale atmospheric phenomena which their intensity of activity is determined by atmospheric static stability indices (convective indices). The effect of large-scale teleconnections on the increase or decrease in the potential for occurrence of convective systems in the atmosphere is of particular importance. Therefore, study of the climatological distribution of atmospheric stability indices along with teleconnections can be important in predicting convective systems. Given the lack of a comprehensive study of the relationship between the two phenomena, the purpose of this study is to investigate the climatological distribution of some atmospheric stability indices and their relationships with some teleconnections over the West Asia.

In this study, first using JRA55 reanalysis data with a horizontal resolution of 1.25×1.25 degree during the period 1958 to 2018, four atmospheric stability indices including Convective Available Potential Energy (CAPE), K Index (KI), Lifted Index (LI) and Total Totals Index (TTI) were calculated. Then, in the first part of this study, the average seasonal distribution of these indices on the West Asian region in the range of 0 to 60 degrees north and 10 to 90 degrees east are presented. Next, in the second part of this study, the relationship between atmospheric stability indices and teleconnections is examined. For this purpose, by determining the critical phases of the four teleconnections, including the North Atlantic Oscillation (NAO), East Atlantic/West Russia (EA/WR), Indian Ocean Dipole (IOD) and Madden–Julian Oscillation (MJO), the difference in distribution of the average atmospheric stability indices for the positive and negative critical months of these teleconnections is investigated in spring season during the study period on the West Asia.

The results of the first part of this study showed that the seasonal distribution of atmospheric stability indices on the study area is affected by the seasonal cycles of temperature and humidity associated with the ITCZ displacement. The results also showed that the maximum values of the stability indices occur in summer over lowland areas and the minimum ones in winter and highlands. The results of the second part showed that generally the area in which the atmospheric stability indices have significant values over the most parts of the study area decreases (increases) during the positive (negative) phases of the two northern indices of NAO and EA/WR, but increases (decreases) during the positive (negative) phases of the two southern indices IOD and MJO. The highest increase of CAPE index during the negative phase of NAO (EA/WR) compared to its positive phase on the Oman Sea (East India) exceeds +250 (+450) J/kg and also during the positive phase of IOD (MJO) compared to its negative phase on Western India (Oman Sea) exceeds +450 (+600) J/kg.

Keywords: Convective available potential energy, K index, lifted index, total totals index, North Atlantic oscillatio, East Atlantic/West Russia, Indian Ocean dipole, Madden–Julian oscillation

*Corresponding author:

mirzaeim@ut.ac.ir