

مطالعه بی‌هنجاری گردش‌های جوی همراه شده با فعالیت نوسان مادن-جولین و بارش زمستانه ایران

عباس رنجبر سعادت آبادی^{۱*} و معصومه سوری^۲

^۱استادیار، پژوهشکده هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران
^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۴/۰۸/۲۳، تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۸/۱۰)

چکیده

در این مطالعه بی‌هنجاری الگوهای جوی همراه شده با فازهای مختلف شاخص همرفت حاره‌ای (MJO) و بارش رخ داده در هریک از این الگوها بررسی شده است. برای این منظور، از داده‌های روزانه میدان‌های فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی، سمت و سرعت باد از مرکز NCEP/NCAR و داده‌های روزانه بارش ۴۷ ایستگاه همدیدی کشور برای ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه استفاده شد. بی‌هنجاری‌های بارش و الگوهای گردش جوی همراه شده با هریک از فازهای هشت‌گانه MJO مطالعه شد. نتایج نشان داد که بی‌هنجاری الگوهای فشاری، مقدار و توزیع بارش کشور در هر یک از فازهای MJO متفاوت است. بیشینه بی‌هنجاری منفی بارش زمستانه کشور، همزمان با فعالیت فازهای چهار و پنج MJO، که هسته همرفت حاره‌ای در بخش شرقی اقیانوس هند قرار دارد، رخ می‌دهد که با بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی قوی بر روی بخش زیادی از اروپا و نواحی شرقی مدیترانه همراه می‌باشد. میزان کاهش بارش زمستانه همراه شده با این فازها در اکثر مناطق کشور، بین ۳۰ تا ۱۰۰ درصد است. در فازهای شش و هشت که هسته فعال همرفت در نواحی مرکزی آرام استوایی قرار می‌گیرد و پدیده همرفت در شرق اقیانوس هند سرکوب می‌شود، با بی‌هنجاری منفی قابل ملاحظه ارتفاع در بخش شرقی مدیترانه و اروپا و بی‌هنجاری مثبت بارش زمستانه بر روی ایران، بویژه در نیمه غربی کشور، همراه می‌باشد. در فاز شش بی‌هنجاری مثبت بارش (حدود ۳۰ تا ۱۵۰ درصد) در بخش عمده نیمه غربی و دامنه‌های جنوبی البرز و در فاز هشت علاوه بر نیمه غربی در بخش‌های شرقی کشور رخ می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: الگوهای جوی، بی‌هنجاری بارش، MJO، ایران

۱ مقدمه

نوسان مادن-جولین (MJO) از جمله پدیده‌های بزرگ-مقیاسی است که علاوه بر مناطق اطراف خود، به عنوان یک دورپیوند، مناطق بسیار دورتر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد (بارلو و همکاران، ۲۰۰۵؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۲). ویژگی مهم این پدیده، یک سری تغییرات دوره‌ای بادهای مداری حاره‌ای با دوره تناوب متغیر ۳۰-۷۰ روزه است (مادن و جولیان، ۱۹۷۱؛ ژانگ، ۲۰۰۵). در مناطق حاره‌ای پدیده MJO بر کمیت‌های مهم جوی و اقیانوسی نظیر سمت و سرعت باد در لایه‌های مختلف ورودسپهر، ابرناکی، دمای سطح دریا و تبخیر از سطح اقیانوس تأثیر می‌گذارد (مادن و جولین، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۴). آشفستگی‌های میان‌فصلی مرتبط با این نوسان، از روی اقیانوس هند به سمت شرق حرکت می‌کند و روی خشکی‌ها و مجمع‌الجزایر اندونزی به بیشترین شدت می‌رسد و بتدریج در نواحی مرکزی آرام استوایی بشدت ضعیف می‌شود و به شکل امواج ایستا در می‌آید (ژانگ و دونگ، ۲۰۰۴؛ هندن و سالی، ۱۹۹۴). تأثیر متقابل شارش جو در عرض‌های میانی و نواحی حاره‌ای مورد توجه پژوهشگران است و مطالعات زیادی بیان‌کننده اثر مستقیم و یا غیرمستقیم همرفت عمیق حاره‌ای بر دیگر دورپیوندها (لین و برانت، ۲۰۰۹)، شارش‌ها و ارتباط آن با الگوهای جوی (رایدل و همکاران، ۲۰۱۳؛ ژانگ، ۲۰۱۳؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۱؛ ماتیوس و همکاران، ۲۰۰۴) و مقدار بارش (مارتین و شوماخر، ۲۰۱۱؛ لین و همکاران، ۲۰۱۰؛ لایو و ویو، ۲۰۱۰؛ جونز، ۲۰۰۴؛ جونز و کاروالو، ۲۰۱۰) و دما (جوهنسون و همکاران، ۲۰۱۴؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۲) در نقاط مختلف است. بارلو و همکاران (۲۰۰۲) با بررسی خشکسالی شدید سال‌های ۱۹۹۸-۲۰۰۱ در جنوب غرب آسیا، نشان دادند که بین بارش در این منطقه و همرفت ناشی از MJO در شرق اقیانوس هند، برای فصل سرد رابطه‌ای معکوس وجود

دارد. نصر اصفهانی و همکاران (۱۳۸۹ و ۱۳۹۰) نشان دادند که آثار MJO در جنوب غرب آسیا قابل اغماض نیست و فازهای مختلف آن آثار متفاوتی در منطقه دارند؛ به طوری که فاز سه MJO سبب سرکوب حرکات فراسو در جنوب غرب آسیا می‌شود و از شکل‌گیری و تقویت سامانه‌های چرخندی در این ناحیه جلوگیری می‌کند. برعکس، فازهای هفت و هشت MJO شرایط مساعدی را برای چرخندزایی در جنوب غرب آسیا فراهم می‌کند. غضنفری و همکاران (۱۳۸۸) نشان دادند که در فازهای سوم و چهارم و تاحدی فاز پنجم از MJO، کاهش محسوس در شرایط مناسب برای بارندگی و در فازهای ششم و هفتم از MJO، افزایش محسوس در شرایط مناسب بر روی بارندگی بویژه در بخش‌های جنوب و جنوب شرق کشور رخ داده است.

هندرسون و همکاران (۲۰۱۶) با مطالعه ارتباط بین فازهای مختلف MJO با بسامد بندال‌های زمستانه نتیجه گرفتند که ارتباط معنی‌داری بین آنها وجود دارد و بیش از ۱۱ درصد از کل بندال‌های زمستانه اروپا، با تأخیر زمانی ۱۵ روزه بعد از فاز ششم MJO رخ می‌دهد. بوند و ویکی (۲۰۰۳) با مطالعه ارتباط بارندگی در شمال غرب آمریکا با MJO، نشان دادند که بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ناشی از MJO، تا عرض‌های بالای نیمکره شمالی گسترش یافته و فازهای دو و هفت (پنج) MJO، سبب گرمایش (سرمايش) در نواحی مرکزی و شمالی آلاسکا می‌شود. جونز (۲۰۰۰) نشان داد که بسامد رخداد بارش‌های فرین در ناحیه کالیفرنیا، در زمان فعال بودن MJO بیشتر است. جونز و همکاران (۲۰۰۴) اثر تغییر فاز MJO، بر رخداد بارش‌های فرین را مطالعه کرده، نتیجه گرفتند زمانی که ناحیه همرفت در غرب اقیانوس آرام قرار گرفته و شرایط بر روی اقیانوس هند سبب سرکوب شدن همرفت می‌شود، احتمال رخداد بارش فرین از عربستان سعودی تا افغانستان،

بیشینه بسامد را دارد. مشاهده می‌شود که تعداد روزهای فاز یک کمترین بسامد و فاز پنج بیشترین بسامد را دارد.

جدول ۱. تعداد روزهای انتخاب شده، طی ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه در دوره زمانی ۲۰۰۰-۲۰۱۰، با شرط اینکه شاخص MJO حداقل پنج روز متوالی در یک فاز ثابت و مقدار آن نیز مساوی و یا بزرگتر از یک باشد.

شماره فاز	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
تعداد روزها	۲۲	۶۲	۷۸	۳۱	۹۰	۶۴	۸۸	۴۹

- کمیت‌های هواشناختی شامل میدان‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی و باد در سطوح استاندارد فشاری هریک از فازها، از داده‌های روزانه باز تحلیل جهانی مربوط به مراکز ملی پیش‌بینی محیطی-مرکز ملی پژوهش جوی NCEP/NCAR (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) طی دوره زمستانی یازده ساله (شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه مربوط به سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰)، برای منطقه‌ای بین طول جغرافیایی ۴۰ درجه غربی تا ۱۳۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۰ درجه جنوبی تا ۷۰ درجه شمالی استخراج گردید.

- نقشه‌های بی‌هنجاری الگوهای جوی هر یک از فازهای هشتگانه (بر اساس جدول ۱) با کمیت‌های مورد نظر تهیه شد. داده‌های بارش روزانه ۴۷ ایستگاه همدیدی مربوط به سه ماه دسامبر، ژانویه و فوریه در طول دوره آماری یازده ساله (از ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰)، از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. پراکندگی این ایستگاه‌ها در سطح کشور در شکل ۱ نشان داده شده است.

در مرحله بعد داده‌های بارش مربوط به هر یک از فازهای MJO (بر اساس جدول ۱) استخراج گردید.

- بی‌هنجاری‌های بارش کشور و کمیت‌های فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و باد برای هر یک از فازهای MJO نسبت به میانگین یازده سال محاسبه و نقشه‌های بی‌هنجاری مربوط به هر فاز تهیه و بررسی شد. منظور از بی‌هنجاری

۴۰ درصد بیشتر می‌شود و در زمانی که همرفت در شرق اقیانوس هند قرار دارد، احتمال رخداد بارش‌های فرین در جنوب غرب آسیا بسیار کم است. بارلو و همکاران (۲۰۰۵) با مطالعه ارتباط بین بارندگی در جنوب غرب آسیا و MJO نشان دادند که در زمان سرکوب همرفت در شرق اقیانوس هند، افزایش ۵۵ درصدی بارش در افغانستان رخ می‌دهد. با توجه اهمیت موضوع، در این تحقیق، بی-هنجاری الگوهای جوی همراه شده با هر یک از فازهای MJO و آثار آن بر بی‌هنجاری بارش کشور، طی دوره ۱۱ ساله (۲۰۰۰-۲۰۱۰) بررسی شده است.

۲ روش پژوهش

روش مطالعه در این پژوهش بر اساس مراحل زیر می‌باشد:

- برای مطالعه پدیده همرفت حاره‌ای (MJO) و بررسی آثار مستقیم و دورپیوندی آن، اغلب از شاخص MJO استفاده می‌شود که مبنی دو سنجه دامنه و شماره فاز MJO است. این شاخص بر مبنای توابع متعامد تجربی میدان‌های هواشناختی شامل میانگین باد ترازهای ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال و تابش موج بلند خروجی (OLR) بین عرض‌های جغرافیایی ۱۵ درجه جنوبی و ۱۵ درجه شمالی می‌باشد (ویلر و هندن، ۲۰۰۴). بر این اساس در این مطالعه برای تشخیص رخداد و تعیین فازهای مختلف MJO، از داده‌های روزانه وبگاه مرکز پژوهش هوا و اقلیم استرالیا (<http://cawcr.gov.au>) برای ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه طی دوره آماری یازده سال (از ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰)، استفاده گردید.

- برای جداسازی فازها از یکدیگر، تنها دوره‌هایی در نظر گرفته شده که MJO، حداقل پنج روز متوالی در یک فاز و مقدار آن مساوی یا بزرگتر از یک باشد و از بقیه حالت‌ها صرف نظر شده است. با این شرط، تعداد روزهای مربوط به هر فاز در دوره مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. در این جدول، فاز یک، کمینه بسامد و فاز پنج،

۳-۱ بی‌هنجاری‌های الگوهای جوی و بارش همراه

شده با فازهای هشتگانه پدیده MJO

فاز اول:

نقشه‌های بی‌هنجاری میدان‌های فشار سطح دریا (حسب میلیمتر)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) و باد (متر بر ثانیه)، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بارش (میلیمتر) فاز اول در ستون سمت چپ شکل ۲ نشان داده شده است. در این فاز بی‌هنجاری مثبت فشار در نواحی شمال غرب اروپا و شمال شرق اطلس (بیشینه آن حدود ۸+ هکتوپاسکال) تا روی بخش وسیعی از اروپا، دریای سیاه، دریای خزر، نیمه شرقی مدیترانه، ترکیه و عراق و بی‌هنجاری منفی قابل ملاحظه فشار (بیشینه مقدار آن به حدود ۸- هکتوپاسکال)، در نواحی شرقی اقیانوس اطلس بین عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۵۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، از شرق اطلس تا شرق آسیا قطاری از امواج راسبی، اغلب با شیب ملایم جنوب‌غربی-شمال‌شرقی وجود دارد (شکل ۲-د). یک الگوی دو قطبی در شرق اطلس شکل گرفته، به گونه‌ای که بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ تا ۴۵ درجه شمالی (حدود ۶۰- تا ۸۰- متر) و بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی در نواحی شمال غرب اروپا و شمال شرق اطلس (بیش از ۸۰+ متر) مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری الگوهای فشار و ارتفاع در محدوده شرقی اطلس می‌تواند بیان‌کننده گرایش به تقویت الگوی منفی NAO (نوسان اطلس شمالی) باشد که با فاز اول MJO همراهی می‌شود. بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی که می‌تواند مبین مسیر چرخندهای غالب همراه شده با فاز اول MJO باشد، در نواحی مرکزی اروپا، روسیه، دریای خزر، دریای سیاه (با کاهش ارتفاعی حدود ۳۰ تا ۴۰ متر) مشاهده می‌شود (شکل ۲-د). بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع در نواحی روی سبیری و آسیای میانه (حدود ۳۰+ تا ۷۰+ متر)، روی اقیانوس هند (حدود ۳۰+ تا ۴۰+ متر) مشاهده

هر کمیت در هر فاز (q_{an})، عبارت از اختلاف بین میانگین آن کمیت در فاز مورد نظر (q_{ph}) با میانگین یازده ساله (از ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) سه ماهه دسامبر، ژانویه و فوریه (q_{3mon}) همان کمیت می‌باشد ($q_{an} = q_{ph} - q_{3mon}$). بر این اساس، اگر q_{an} بزرگتر از صفر باشد، بیان‌کننده بی‌هنجاری مثبت و اگر کوچکتر از صفر باشد، بیان‌کننده بی‌هنجاری منفی است.



شکل ۱. توزیع ۴۷ ایستگاه همدیدی در سطح کشور که در این مطالعه از داده‌های بارش روزانه آنها استفاده شده است.

۳ بحث و بررسی

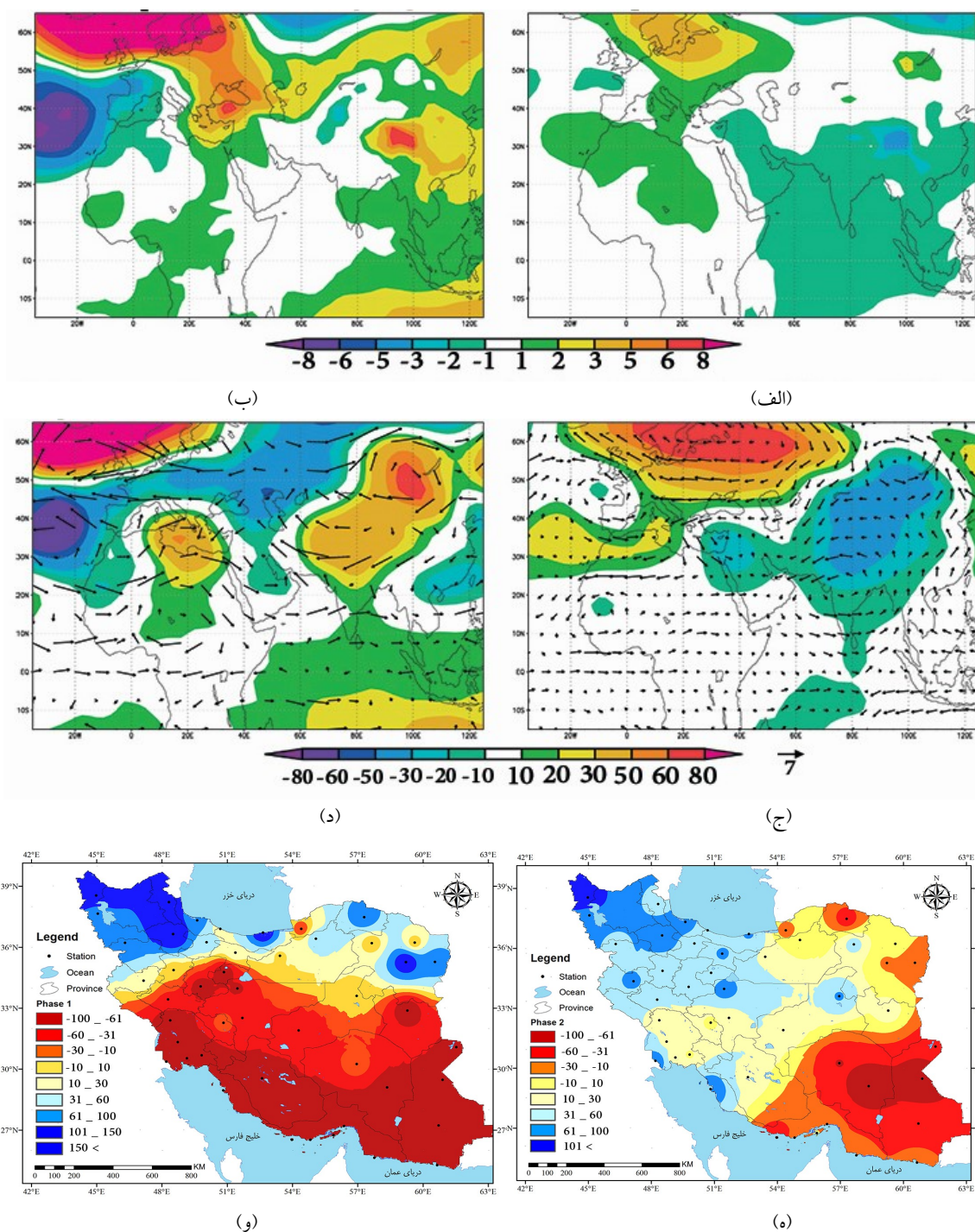
در این مطالعه بی‌هنجاری الگوهای همراه شده با هر فاز (بی‌هنجاری میدان‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی و باد ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری بارش روی ایران) بررسی شده که در این بخش فقط برخی از این نقشه‌ها (نقشه‌های بی‌هنجاری میدان‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی و باد ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) ارائه شده است. همچنین بر اساس مطالعات انجام شده (عالم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶ و کاسیو، ۲۰۰۸) به آثار متقابل فازهای MJO با NAO و بندال‌های زمستانه همراه شده با هر یک از فازهای MJO در روی اروپا اشاره شده است.

همخوانی مناسبی با مطالعات آماری انجام شده در مناطق یاد شده داشته باشد.

فاز دوم:

در این فاز بی‌هنجاری مثبت فشار سطح دریا در روی نواحی شمالی اروپا (حدود $+۳$ تا $+۵$ هکتوپاسکال)، برخی از بخش‌های اروپای مرکزی تا شمال آفریقا (حدود $+۱$ تا $+۲$ هکتوپاسکال) و بی‌هنجاری منفی در روی چین (حدود -۳ تا -۵ هکتوپاسکال) مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی، در روی اروپا (حدود $+۶۰$ تا $+۸۰$ متر) و شرق اطلس (حدود $+۲۰$ تا $+۳۰$ متر) و بی‌هنجاری منفی در بخش شرقی مدیترانه (حدود -۲۰ تا -۳۰ متر)، سوریه، عراق، بخش‌هایی از چین و سیبری (حدود -۲۰ تا -۵۰ متر) است (شکل ۲-ج). به نظر می‌رسد الگوهای جوی همراه فاز دو MJO، گرایش به تقویت سامانه و اچرخند (چرخندی) بر روی اسکاندیناوی (شرق آسیا) دارد و با فاز خنثای NAO همراهی می‌شوند. بسامد بندال‌های زمستانه اروپا در شرایط همزمان با فاز ۲ MJO، در بخش غربی اروپا کمتر و در بخش شرقی اندکی بیشتر از بسامد میانگین است؛ اما پس از ۱۰ تا ۱۵ روز پس از فاز ۲ MJO، بسامد بندال‌ها بیش از بسامد میانگین است (هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶). الگوی بی‌هنجاری باد مین تقویت گردش‌های و اچرخندی حول مرکز ارتفاع زیاد در روی اروپای شمالی و گردش‌های شمال‌غربی در بخش شرقی مدیترانه و بخش وسیعی از دریای عمان است (شکل ۲-ج). بی‌هنجاری بارش همراه شده با این فاز در بخش‌های عمده‌ای از نیمه غربی، بویژه مناطق شمال غرب کشور، مثبت و برای بخش‌هایی از نیمه شرقی بویژه جنوب شرق منفی است (شکل ۲-ه).

می‌شود. بی‌هنجاری میدان باد (شکل ۲-د) بیان‌کننده بی‌هنجاری با جهت‌های جنوب شرقی بر روی کشور و غربی بر روی عربستان و دریای عمان است. در این فاز، بی‌هنجاری مثبت بارش در نوار شمالی کشور شامل مناطق شمال غرب و بخش‌هایی از شمال و شمال شرق کشور و بی‌هنجاری منفی بارش در سایر مناطق مشاهده می‌شود (شکل ۲-و). با توجه به بی‌هنجاری‌های فشار و ارتفاع الگوهای جوی فاز اول، در محدوده شرقی مدیترانه به نظر می‌رسد که ناوه مدیترانه در این فاز نسبت به شرایط میانگین ضعیف‌تر باشد که یکی از عوامل اصلی بی‌هنجاری منفی بارش در اکثر نقاط کشور است. هندرسون و همکاران (۲۰۱۶) با مطالعه ارتباط بین فازهای مختلف MJO با بسامد بندال‌های زمستانه (دسامبر، ژانویه و فوریه) در اقیانوس آرام (بخش‌های غربی و شرقی آن)، اقیانوس اطلس و اروپا نتیجه گرفتند که بسامد بندال‌ها، به طور معنی‌داری با تأخیر زمانی صفر، ۵، ۱۰ و ۱۵ روزه فازهای MJO نسبت به میانگین اقلیمی تغییر می‌کند. بندال‌های روی اروپا و اطلس شمالی در فاز یک، در همه حالت‌های در نظر گرفته شده تأخیر زمانی، اندکی کمتر از بسامد میانگین است. استقرار سامانه‌های بندالی در بخش غربی اروپا می‌تواند فعالیت ناوه در بخش شرقی این سامانه، از جمله در نواحی شرقی مدیترانه را در پی داشته باشد که نقش مهمی در بارش‌های غرب آسیا را دارد. ناظم‌السادات و همکاران (۱۳۹۵) با مطالعه آماری روزهای بارشی جنوب باختری ایران که با فاز یک MJO همراهی می‌شود نتیجه گرفتند که فقط بین ۸ تا ۱۴ درصد روزهای همراه با چیرگی فاز یک، بارش سراسری در این مناطق رخ می‌دهد. به عبارت دیگر، بین ۸۶ تا ۹۲ درصد روزهای همراه شده با فاز یک، در جنوب باختری بارش سراسری رخ نداده است. بر این اساس، نتایج به دست آمده می‌تواند



شکل ۲. نقشه بی‌هنجاری میدان‌های فشار سطح دریا (حسب میلیمتر)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) و باد (متر بر ثانیه) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بارش، نقشه‌های ستون سمت چپ برای فاز یک و ستون سمت راست برای فاز دو.

فاز سوم:
در فاز سه MJO (شکل ۳)، بی‌هنجاری‌های منفی فشار در دو منطقه (یکی در روی روسیه و سبیری (حدود ۳- تا ۸- فشار در منطقه شمال بریتانیا و شمال غرب اروپا (حدود ۳+

فاز سوم:
در فاز سه MJO (شکل ۳)، بی‌هنجاری‌های منفی فشار در دو منطقه (یکی در روی روسیه و سبیری (حدود ۳- تا ۸- فشار در منطقه شمال بریتانیا و شمال غرب اروپا (حدود ۳+

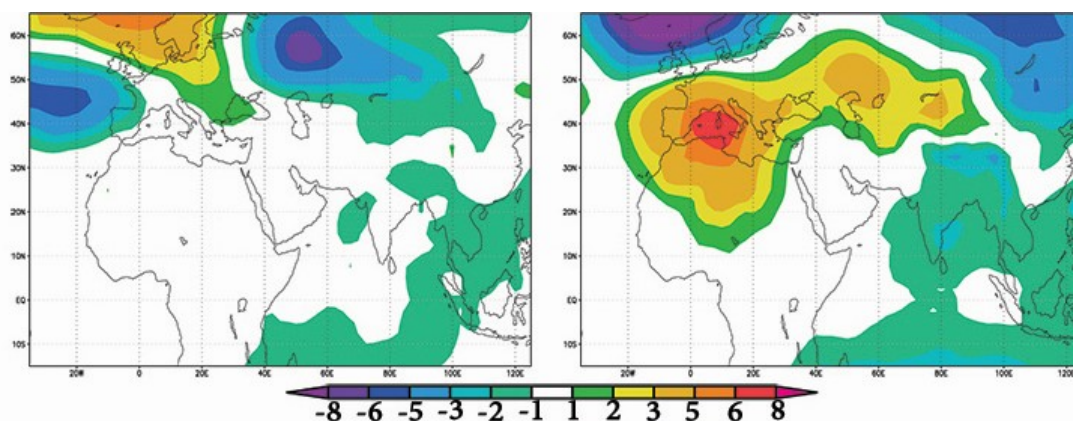
فاز چهارم:

در فاز چهارم MJO، بی‌هنجاری منفی فشار در نواحی شمال بریتانیا بیش از ۸- هکتوپاسکال، منطقه سیبری با بی‌هنجاری حدود ۵- تا ۶- هکتوپاسکال و نواحی گسترده‌ای در شرق آسیا و بخش‌هایی از اقیانوس هند، حدود ۱- تا ۳- هکتوپاسکال است (شکل ۳-الف). گستردگی بی‌هنجاری مثبت فشار نواحی شمال آفریقا، اروپای مرکزی، دریای سیاه، شمال دریای خزر و قزاقستان را در بر می‌گیرد که با دو منطقه بیشینه بی‌هنجاری، یکی در نیمه غربی مدیترانه (حدود ۶+ تا ۸+ هکتوپاسکال) و دیگری در شمال غرب دریای خزر (حدود ۳+ تا ۵+ هکتوپاسکال) مشاهده می‌شود (شکل ۳-الف). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز چهارم، بی‌هنجاری‌های ارتفاعی، هماهنگی خوبی با بی‌هنجاری فشار دارد؛ به طوری که نواحی بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی شدید در نیمه غربی مدیترانه و جنوب غرب اروپا (با بیش از ۸۰+ متر) قرار گرفته، در شمال غرب بریتانیا منطقه بی‌هنجاری منفی ارتفاعی (حدود ۵۰- تا ۸۰- متر) و در روی نواحی شمالی سیبری و نواحی شرقی ایران تا آسیای شرقی (حدود ۱۰- تا ۵۰- متر) مشاهده می‌شود (شکل ۳-ج). بی‌هنجاری میدان باد مبین تقویت گردش و اچرخندی (چرخندی) حول مراکز بی‌هنجاری مثبت (منفی) ارتفاع است (شکل ۳-ج). مطالعات انجام شده قبلی (کاسیو، ۲۰۰۸ و هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶) نشان داد بیشترین رخداد بندال در روی اروپا و NAO مثبت قوی با این فاز همراهی می‌شود. بی‌هنجاری بارش فاز چهارم (شکل ۳-ه)، مبین بی‌هنجاری منفی بارش در کل کشور بجز بخش کوچکی از نواحی شمال شرقی است. بسامد بندال‌های زمستانه روی اروپا در شرایط همزمان (با تأخیر زمانی صفر) با فازهای یک تا سه MJO، اندکی کمتر از بسامد میانگین است؛ در حالی که در فاز چهارم کمینه بسامد بندال در روی اروپا

تا ۶+ هکتوپاسکال) مشاهده می‌شود (شکل ۳-ب). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز سوم، بی‌هنجاری‌های ارتفاع، تقریباً هماهنگ با بی‌هنجاری‌های فشار است؛ به طوری که بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی در منطقه شمال بریتانیا و شمال غرب اروپا (حدود ۵۰+ تا ۸۰+ متر) و نواحی مرکزی اروپا و شرق مدیترانه (حدود ۲۰+ تا ۳۰+ متر) مشاهده می‌شود (شکل ۳-د). بی‌هنجاری منفی ارتفاع در دو منطقه (یکی در روی روسیه، سیبری و چین با بیشینه بی‌هنجاری روی روسیه (حدود ۳۰- تا ۶۰- متر) و دیگری در عرض‌های جغرافیایی ۳۵ تا ۵۵ درجه شمالی روی مناطق شرقی اطلس (حدود ۳۰- تا ۵۰- متر) مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری میدان باد مبین تقویت گردش و اچرخندی (چرخندی) حول مراکز بی‌هنجاری مثبت (منفی) ارتفاع می‌باشد (شکل ۳-د). الگوی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شرق اطلس بیان‌کننده آن است که الگوی جوی همراه شده با فاز سوم، گرایش به NAO منفی ضعیف دارد. کاسیو (۲۰۰۸)، لین و همکاران (۲۰۰۹)، عالم‌زاده و همکاران (۱۳۹۲) و هندرسون و همکاران (۲۰۱۶) نتیجه گرفتند که ۱۰ تا ۱۵ روز پس از فاز سوم MJO، یک الگوی NAO مثبت بر روی اطلس توسعه می‌یابد که می‌تواند اثر آن در فاز ۴ MJO نمایان شود. نقشه بی‌هنجاری بارش فاز سوم، بی‌هنجاری منفی بارش در نیمه غربی و نواحی جنوب شرقی کشور و بی‌هنجاری مثبت بارش در نواحی شمال شرقی و مرکز نشان می‌دهد (شکل ۳-و). با توجه به بی‌هنجاری مثبت ارتفاع در بخش شرقی مدیترانه و بی‌هنجاری منفی فشار و ارتفاع قابل ملاحظه در روی روسیه و بی‌هنجاری بارش رخ داده در این فاز، به نظر می‌رسد فعالیت ناوه مدیترانه در این فاز بسیار ضعیف است و ناوه‌های عبوری از عرض‌های شمالی‌تر، عامل اصلی رخداد بارش‌های نواحی شرقی و بخش جنوبی البرز باشد.

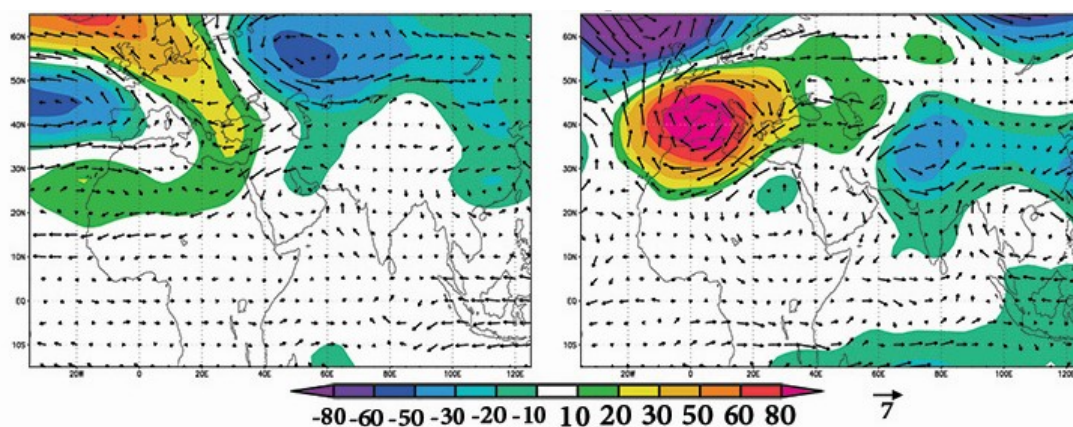
مدیترانه رخ می‌دهد این شرایط می‌تواند نقش مهمی در کاهش فعالیت چرخندزایی در روی مدیترانه داشته باشد که پیامد آن، بی‌هنجاری قابل ملاحظه منفی بارش در بسیاری از مناطق کشور است.

رخ می‌دهد (هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶)؛ بنابراین در فاز چهار MJO که با فاز مثبت NAO و رخداد کمترین بسامد بندال زمستانه همراهی می‌شود، بی‌هنجاری‌های مثبت قابل ملاحظه فشار و ارتفاع ژئوپتانسیلی بر روی اروپا و دریای



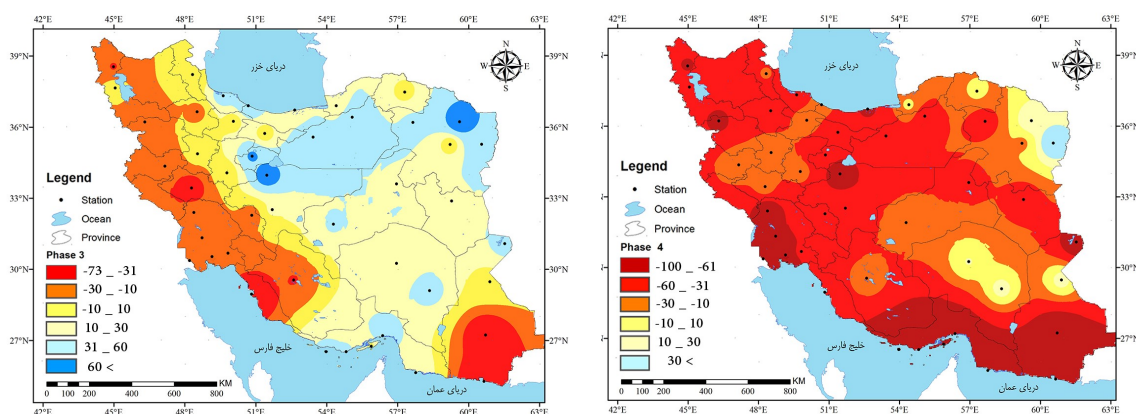
(ب)

(الف)



(د)

(ج)



(و)

(ه)

شکل ۳. مانند شکل ۲، اما ستون سمت چپ برای فاز سه و ستون سمت راست برای فاز چهار.

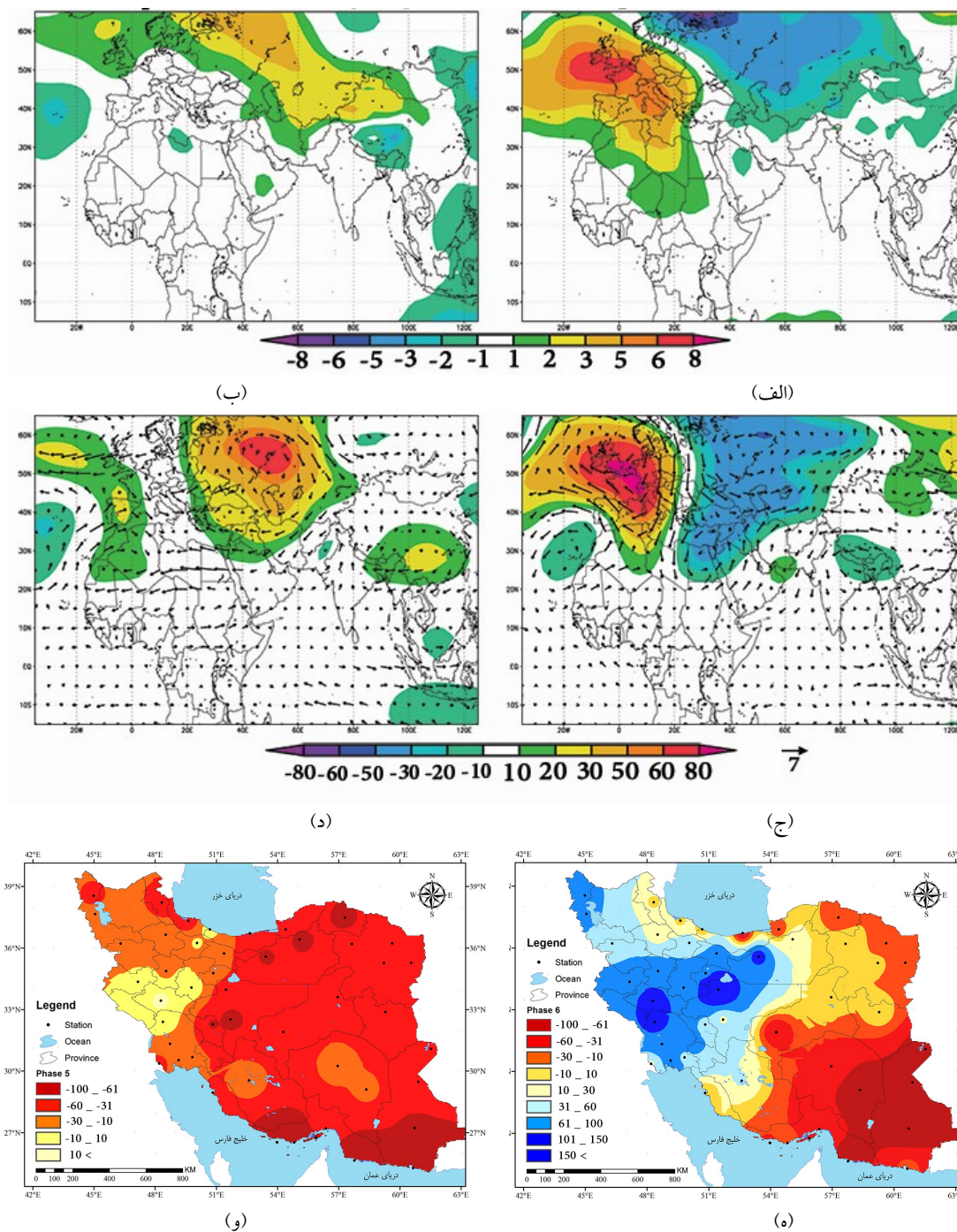
فاز پنجم:

در شکل ۴ بی‌هنجاری‌های الگوهای جوی و بارش همراه شده با فازهای پنج و شش نشان داده شده است. بی‌هنجاری منفی فشار در فاز پنجم MJO، نسبت به فازهای قبلی ضعیفتر است و بی‌هنجاری منفی حدود ۱- تا ۳- هکتوپاسکال در شرق اطلس (در عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۰ تا ۴۵ درجه شمالی) رخ داده است (شکل ۴-ب). بی‌هنجاری مثبت فشار در محدوده وسیعی (از شمال غرب بریتانیا تا روی روسیه، دریای خزر و شرق قزاقستان و بخش‌هایی از نواحی شرقی و شمال شرقی کشور)، با بیشینه بی‌هنجاری (حدود ۳+ تا ۵+ هکتوپاسکال) در روی روسیه مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز پنجم، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی در سه منطقه (نیمه شرقی اروپا تا غرب آسیا، شمال شرق اطلس، ایسلند و نواحی غربی اروپا تا شمال غرب آفریقا و چین) مشاهده می‌شود (شکل ۴-د). بیشینه بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی در روی روسیه (حدود ۵۰+ تا ۸۰+ متر) رخ داده است. بی‌هنجاری منفی ارتفاعی در این فاز در محدوده مورد مطالعه ضعیف بوده و فقط در محدوده کوچکی واقع در شرق اطلس مشاهده می‌شود؛ در حالی که بر روی اروپا بی‌هنجاری منفی ارتفاعی مشاهده نمی‌شود (شکل ۴-د). بر این اساس، امواج راسبی در منطقه اروپا در این فاز کمترین فعالیت را دارد و بسامد بندال‌های زمستانه همزمان با این فاز، در بخش غربی اروپا کمینه مقدار، اما در بخش شرقی اروپا اندکی بیش از مقدار میانگین است (هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶). بی‌هنجاری میدان باد در محدوده بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع، بویژه در روی نیمه شرقی اروپا و غرب آسیا، دارای چرخش ساعتگرد است (شکل ۴-د) که می‌تواند مبین گرایش به تقویت واچرخند در این مناطق باشد. بی‌هنجاری بارش فاز پنجم، بجز در

محدوده خیلی کوچکی از غرب کشور، در سایر نقاط منفی است (شکل ۴-و).

فاز ششم:

بی‌هنجاری‌های فشار سطح دریا در فاز ششم MJO، شامل دو منطقه بسیار گسترده (یکی با بی‌هنجاری مثبت، در روی و نواحی شرق اطلس و نیمه غربی اروپا تا مناطقی از آفریقای شمالی، با بیشینه‌ای حدود ۸+ هکتوپاسکال و دیگری با بی‌هنجاری منفی در نواحی شمال شرقی اروپا، روی روسیه تا نوار شمالی کشور، با بیشینه‌ای حدود ۵- تا ۸- هکتوپاسکال) است (شکل ۴-الف). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز ششم، بی‌هنجاری مثبت شدید ارتفاع (حدود ۸۰+ متر) در نیمه غربی اروپا و بی‌هنجاری منفی گسترده ارتفاع در نیمه غربی اروپا، غرب آسیا تا بخش شمالی دریای سرخ، با بیشینه‌ای حدود ۳۰- تا ۵۰- متر رخ داده است (شکل ۴-ج). بی‌هنجاری میدان باد مبین تقویت گردش واچرخندی (چرخندی) حول مراکز بی‌هنجاری مثبت (منفی) ارتفاع است (شکل ۴-ج). بی‌هنجاری بارش فاز ششم، نشان دهنده کاهش بارش در نیمه شرقی و نواحی شمالی و افزایش بارش در نواحی غربی، شمال غرب، مرکز و جنوب غرب است (شکل ۴-ه). در زمان رخداد فاز شش MJO، بسامد بندال‌های زمستانه روی اسکاندیناوی بیش از ۳۰ درصد نسبت به شرایط اقلیمی آن افزایش می‌یابد (کاسویو، ۲۰۰۸). افزایش تعداد بندال‌های زمستانه روی اسکاندیناوی با بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) قابل ملاحظه بر روی اروپا (روسیه تا نیمه شرقی مدیترانه) همراه شده است (شکل ۴-ج) که این شرایط تقویت ناوه شرق مدیترانه را در پی دارد و سبب بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در نیمه غربی ایران می‌شود.



شکل ۴. مانند شکل ۲، اما ستون سمت چپ برای فاز پنج و ستون سمت راست برای فاز شش.

فاز هفتم: بی‌هنجاری فشار فاز هفتم MJO، منطقه وسیعی با بی‌هنجاری مثبت فشار از روی روسیه و سبیری تا شرق آسیا با بیشینه بی‌هنجاری حدود ۳+ تا ۵+ هکتوپاسکال در

فاز هفتم: در شکل ۵ بی‌هنجاری‌های الگوهای جوی و بارش همراه شده با فازهای هفت و هشت نشان داده شده است.

فاز هشتم:

بی‌هنجاری‌های میدان فشار سطح دریا در فاز هشتم MJO، مبین بی‌هنجاری منفی فشار (حدود ۱- تا ۵- هکتوپاسکال) در محدوده گسترده‌ای از اروپا، مدیترانه، شمال آفریقا و غرب آسیاست (شکل ۵-الف). در بخشی از عرض‌های جغرافیایی بالا (نواحی شمالی اروپا) تا روی بخش‌هایی از سیبری و شرق آسیا بی‌هنجاری مثبت فشار مشاهده می‌شود (شکل ۵-الف). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز هشتم، بی‌هنجاری‌های ارتفاعی، هماهنگ با بی‌هنجاری‌های فشار در روی اروپا و نواحی غربی آن بی‌هنجاری منفی شدید (حدود ۵۰- تا ۸۰- متر) مشاهده می‌شود. در روی آسیای میانه (حدود ۳۰+ تا ۵۰+ متر)، بخش شرقی اقیانوس هند و شرق آسیا بی‌هنجاری مثبت ارتفاع رخ داده است (شکل ۵-ج). نقشه بی‌هنجاری میدان باد، مانند فازهای قبل، تقویت گردش چرخندی (واچرخندی) حول مناطق بی‌هنجاری منفی (مثبت) ارتفاع را نشان می‌دهد (شکل ۵-ج). بی‌هنجاری بارش فاز هشتم، افزایش بارش در نیمه غربی و مناطق شرقی کشور و کاهش بارش در جنوب، شمال و مرکز کشور را نشان می‌دهد (شکل ۵-ه).

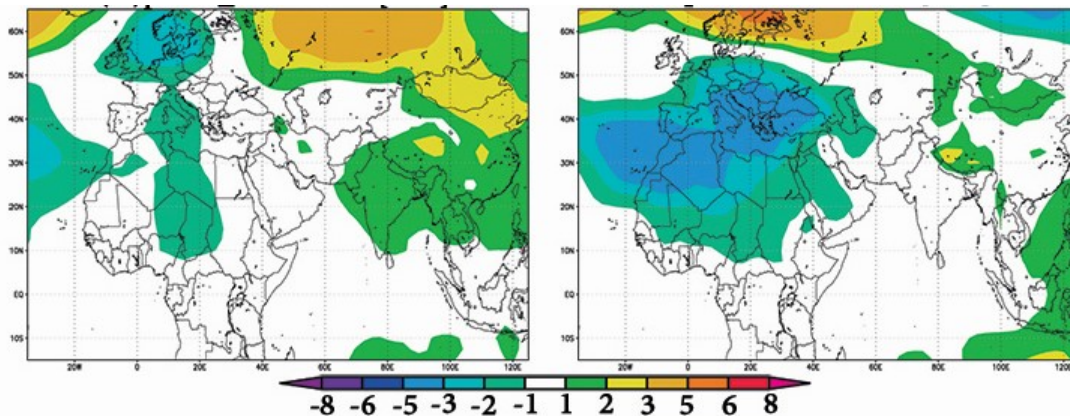
۲-۳ بحث

بررسی بی‌هنجاری‌های همراه شده با فازهای هفت و هشت نشان داد که در این فازها بی‌هنجاری‌های منفی فشار و ارتفاع بر روی اروپا مشاهده می‌شود؛ اما بی‌هنجاری‌های همراه شده با فاز هشت ضمن اینکه بسیار شدیدتر هستند، عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر و نواحی شرقی مدیترانه را هم شامل می‌شود. از طرف دیگر، وجود بی‌هنجاری‌های مثبت قویتر فشار و ارتفاع در شمال اروپا و همچنین بر روی افغانستان و پاکستان همراه با فاز هشت MJO، می‌تواند مانع حرکت سریع چرخندهای بر روی اروپا-مدیترانه شود که پیامد آن، بی‌هنجاری مثبت بارش در

روی روسیه را نشان می‌دهد (شکل ۵-ب). بی‌هنجاری منفی فشار در نواحی شرق اطلس، شمال غرب اروپا و بی‌هنجاری ضعیفی در نواحی مرکزی مدیترانه و آفریقای شمالی مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فاز هفتم، بی‌هنجاری‌های ارتفاعی، دو منطقه با بی‌هنجاری مثبت (یکی در روی شمال شرق اطلس و دیگری در روی نواحی شمال و شمال شرق روسیه (حدود ۳۰+ تا ۸۰+ متر) تا روی بخش‌هایی از سیبری و چین (حدود ۱۰+ تا ۲۰+ متر)) قرار گرفته است (شکل ۵-د). در منطقه اروپا تا روی نیمه شرقی مدیترانه، شمال غرب آفریقا و مناطق شرقی اطلس، بین عرض‌های ۲۰ تا ۳۵ درجه شمالی، بی‌هنجاری منفی رخ داده است که بیشینه مقدار بی‌هنجاری در بخش‌های مرکزی و شمالی اروپا، حدود ۲۰+ تا ۵۰+ متر است (شکل ۵-د). بر این اساس، فازهفت MJO با فاز ضعیف منفی NAO همراه است. بی‌هنجاری میدان باد مانند فازهای قبل در محدوده بی‌هنجاری ارتفاعی قابل ملاحظه و از نظر گردشی مانند فازهای قبلی است (شکل ۵-د). نقشه بی‌هنجاری بارش فاز هفتم، افزایش بارش در نواحی جنوب-جنوب شرق کشور و بخش‌هایی از مرکز و کاهش بارش در سایر مناطق را نشان می‌دهد (شکل ۵-و). در بخش شرقی مدیترانه بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی مشاهده نمی‌شود و بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی در بخش‌هایی از ایران به-گونه‌ای است که در بخش شرقی ناوه‌ای که از حدود منطقه تهران تا بوشهر می‌تواند فعال باشد، افزایش نسبی بارش مشاهده می‌شود. همچنین در فاز هفت بسامد بندهای بر روی اطلس شمالی و اروپای شرقی بیش از بسامد میانگین است. در این فاز، پهن‌شدگی بسامدهای زیاد از طول جغرافیایی ۲۰ درجه غربی شروع و تا ۴۰ درجه شرقی ادامه می‌یابد که بسامد در این محدوده بیش از بسامد میانگین است (هندرسون و همکاران ۲۰۱۶).

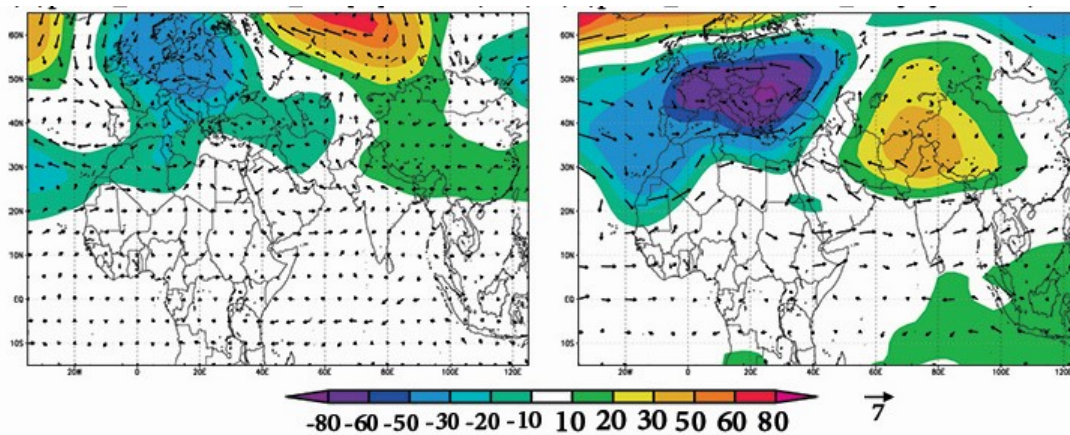
بی‌هنجاری‌های مثبت قوی ارتفاع در روی اروپا و یا شرق ایران (روی افغانستان و پاکستان) قرار می‌گیرد. بی‌هنجاری مثبت بارش در بخش‌های وسیعی از ایران، بویژه نیمه غربی رخ می‌دهد.

بخش‌های وسیعی از کشور از جمله نیمه غربی می‌شود. در فازهای شش و هشت MJO، بی‌هنجاری‌های قوی ارتفاعی به صورت دوقطبی در آمده، به گونه‌ای که بی‌هنجاری منفی قوی ارتفاع در روی نواحی شرقی مدیترانه و



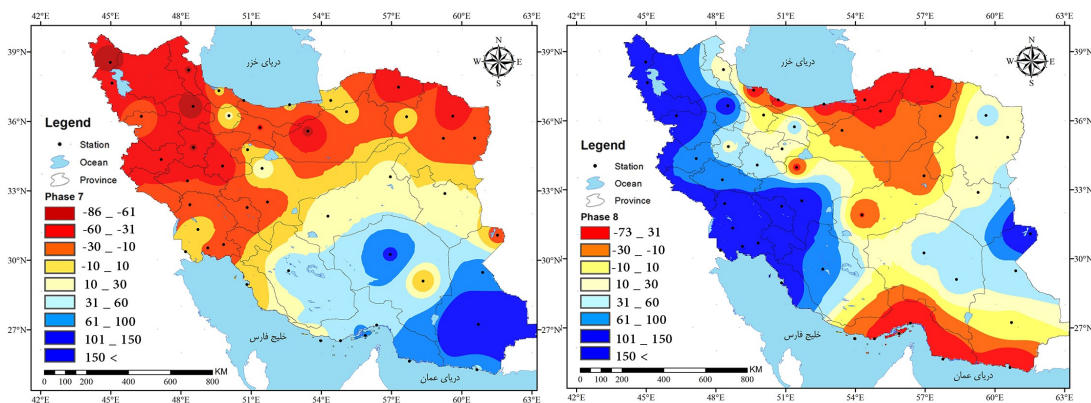
(ب)

(الف)



(د)

(ج)



(و)

(ه)

شکل ۵. مانند شکل ۲، اما ستون سمت چپ برای فاز هفت و ستون سمت راست برای فاز هشتم.

همخوانی ندارد؛ اما برای بقیه فازها همخوانی مناسبی دارد که یکی از دلایل آن می‌تواند طول دوره آماری و فصل مورد مطالعه باشد.

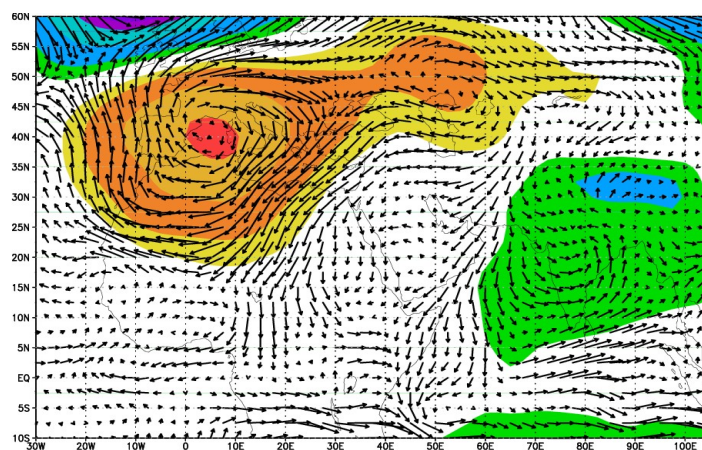
بررسی بی‌هنجاری‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هریک از فازهای MJO با بارش ایران نشان داد که تغییرات بارش همراه شده با هر یک از این فازها زیاد است و به طور معنی‌داری الگوهای جوی همراه شده با فازهای مختلف MJO تغییر می‌کند. نمونه‌ای از بی‌هنجاری میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) و باد (متر بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین یازده ساله (از ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) برای فازهای چهار و هشت در شکل ۶ نشان داده شده است. در فاز چهار، بی‌هنجاری مثبت قابل ملاحظه ارتفاع (حدود ۲۰ تا ۷۰ متر) همراه با بی‌هنجاری باد به صورت ساعتگرد بر روی اروپا و دریای مدیترانه بسیار زیاد است که ادامه این بی‌هنجاری‌ها تا روی دریای خزر و شرق روسیه گسترده شده است (شکل ۶-الف). در فاز هشت، بی‌هنجاری منفی ارتفاع (حدود ۱۰ تا ۶۰ متر) همراه با بی‌هنجاری باد به صورت پادساعتگرد در محدوده بسیار وسیعی از اروپا، دریای مدیترانه، بخش‌های شرقی اطلس را در بر گرفته است؛ در حالی که بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی کمتر از ۲۰ متر، در محدوده کوچکی از چین و آسیای شرقی مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب). اگر بی‌هنجاری‌های منفی (مثبت) ارتفاع همراه با بی‌هنجاری‌های چرخندی (واچرخندی) باد، به عنوان گرایش تقویت کم ارتفاع (پراارتفاع) فرض شود، بی‌هنجاری میدان‌های ارتفاع و باد این فازها نشان می‌دهد که در فاز چهار MJO (فاز هشت MJO) تقویت سامانه پراارتفاع (کم ارتفاع) بر روی اروپا و مدیترانه رخ می‌دهد (شکل ۶). همچنین بی‌هنجاری منفی ارتفاع و بی‌هنجاری باد بر روی شبه قاره هند و پاکستان در فاز چهار قابل ملاحظه و مبین تقویت کم ارتفاع بر روی این مناطق است. بی‌هنجاری‌های میدان باد همراه شده با

بر اساس نتایج هندرسون و همکاران (۲۰۱۶)، بیشترین بسامد بندال روی اروپا، همزمان با چیرگی فازهای مختلف MJO، با فاز هشت MJO رخ می‌دهد و در فاز هفت MJO بیشینه بسامد در روی اطلس شمالی مشاهده می‌شود. بر این اساس، بیشینه بسامد بندال روی اروپا و اطلس شمالی همزمان با فاز هشت MJO است و رتبه بعدی مربوط به فاز هفت MJO می‌باشد. با این تفاوت که در فاز هشت MJO، قله بسامد بندال‌ها در محدوده غرب اروپا (۵ تا ۱۰ درجه طول جغرافیایی) متمرکز است؛ اما در فاز هشت MJO، پهن‌شدگی قله بسامد بندال‌ها در بخش مرکزی و شرقی اروپا (از طول جغرافیایی ۲۰ درجه غربی شروع و تا ۴۰ درجه شرقی) ادامه می‌یابد که بسامد در این محدوده بیش از بسامد میانگین می‌باشد. بر این اساس، به نظر می‌رسد افزایش بسامد بندال در غرب اروپا می‌تواند به بی‌هنجاری‌های منفی قابل ملاحظه در نیمه شرقی مدیترانه منجر شود که پیامد آن، می‌تواند بی‌هنجاری‌های قابل ملاحظه مثبت بارش در بخش وسیعی از ایران باشد (مانند شرایط همراه با چیرگی فاز ۸ MJO)؛ اما پهن‌شدگی قله بسامد بندال‌ها در بخش شرقی اروپا، نمی‌تواند شرایط لازم برای ایجاد بی‌هنجاری‌های ارتفاعی (عمیق شدن ناوه) در بخش شرقی مدیترانه را فراهم آورد. در نتیجه، بی‌هنجاری مثبت بارش در نیمه غربی کشور مشاهده نمی‌شود (مانند شرایط همراه با چیرگی فاز هفت MJO).

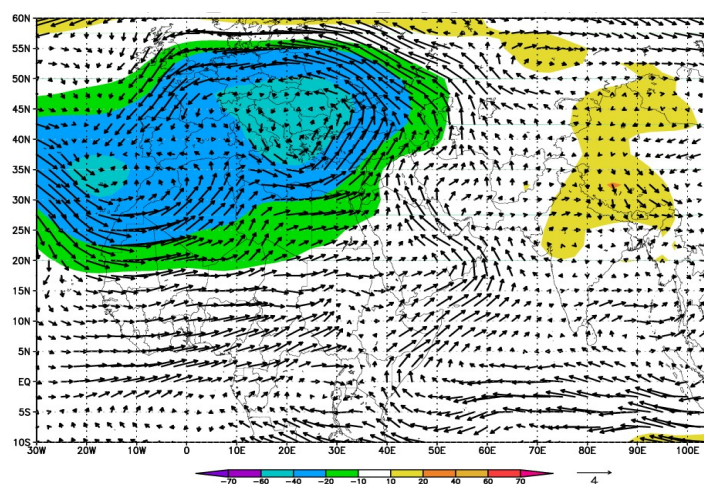
قائد امینی و ناظم‌السادات (۱۳۹۱) رابطه بین مقدار بارش و بسامد دوره‌های خشک و تر در استان‌های فارس و سیستان و بلوچستان را به صورت آماری بررسی کردند و دریافتند که مقدار بارش همراه شده با فازهای یک، دو، هفت و هشت به طور معنی‌داری از بارش همراه شده با فازهای سه، چهار، پنج و شش بیشتر است. نتایج به دست آمده در این مطالعه، که فقط بارش زمستانه را مورد بررسی قرار داده، برای فاز یک برای دو استان نامبرده و برای فاز ۲ برای استان سیستان و بلوچستان با نتایج آنها

با فاز هشت، در اکثر مناطق، بویژه در روی مدیترانه، نواحی غربی اقیانوس هند و دریای عمان نشان‌دهنده بی‌هنجاری‌هایی با جهت عکس است. با توجه به نتایج حاصل از مطالعه شار نم ویژه توسط رنجبر سعادت آبادی و ایزدی (۱۳۹۲)، که نشان دادند استقرار جریانات شرقی در روی دریای عمان همراه با فعالیت ناوه در بخش شرقی مدیترانه، نقش مهمی در هدایت رطوبت از روی دریای عمان به جنوب و جنوب غرب کشور دارد و همچنین بررسی‌های ناظم‌السادات و همکاران (۱۳۹۵) مبنی بر اینکه بادهای سرچشمه گرفته از بخش باختری اقیانوس

فازهای چهار و هشت MJO در اکثر مناطق، بویژه در بخش شمالی اقیانوس هند، دریای عمان و ایران عکس یکدیگر است. بی‌هنجاری میدان باد در فاز هشت MJO نشان‌دهنده بی‌هنجاری مثبت بادهای غربی روی مدیترانه، بادهای شرقی روی اقیانوس هند، بادهای جنوب غربی در جنوب غرب دریای عمان و سپس بادهای جنوب شرقی در بخش غربی دریای عمان نسبت به میانگین یازده ساله آن است که سرانجام به صورت کانالی از بی‌هنجاری‌هایی با جهت‌های جنوب غربی به سمت ایران را نشان می‌دهد (شکل ۶-ب). مقایسه بی‌هنجاری‌های میدان باد فاز چهار



(الف)



(ب)

شکل ۶. نقشه بی‌هنجاری میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) و باد (متر بر ثانیه) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فازهای چهار و هشت.

بی‌هنجاری بارش‌های زمستانه کشور در زمان چیرگی هر یک از فازهای MJO به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌کند که حاکی از ارتباط معنی‌دار فازهای مختلف MJO با الگوهای جوی و بارش زمستانه ایران می‌باشد. در زمان چیرگی فازهای چهار و پنج MJO که بی‌هنجاری‌های منفی فشار و ارتفاع بر روی منطقه اروپا و دریای مدیترانه رخ نمی‌دهد، بی‌هنجاری منفی بارش به طور گسترده بر روی ایران مشاهده می‌شود. نتایج نشان داد که وجود بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی و فشار در نواحی شرقی مدیترانه برای رخداد بی‌هنجاری‌های مثبت بارش کشور ضروری است. بجز در فاز یک MJO که با بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در بخش شرقی مدیترانه، در نوار شمالی کشور، بی‌هنجاری مثبت بارش مشاهده می‌شود، در سایر فازها در صورتی که بی‌هنجاری منفی ارتفاع در بخش شرقی مدیترانه رخ دهد، می‌تواند در برخی از مناطق کشور بی‌هنجاری مثبت بارش رخ دهد. هر چند که الگوی بارش در سواحل جنوبی دریای خزر از این قاعده پیروی نمی‌کند و بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در سواحل جنوبی دریای خزر فقط در فازهای یک تا سه رخ می‌دهد که مقدار افزایش از فاز یک به سه کاهش می‌یابد.

در حالی که بی‌هنجاری‌های شدید ارتفاعی به صورت دو قطبی‌های مداری در منطقه اروپا-آسیا ایجاد (مانند فازهای شش و هشت) و بی‌هنجاری‌های منفی شدید نیمه شرقی مدیترانه را شامل شود، بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در کشور، بویژه در نیمه غربی رخ خواهد داد. با توجه به آثار متقابل دور پیوند MJO بر بسامد بندال‌های روی اروپا و اطلس (هندرسون و همکاران، ۲۰۱۶)، بیشینه بی‌هنجاری بسامدها در فازهای شش و هشت در روی اروپا و در فاز هفت بر روی اطلس رخ می‌دهد. افزایش بندال‌های روی غرب اروپا که با

هند، که با گذر از دریای عمان و خلیج فارس، در تغذیه رطوبتی بارش‌های جنوب ایران نقش مهمی دارند، مقایسه بی‌هنجاری‌های باد ترازهای پایین و ردسپهر همراه با چیرگی فازهای چهار و هشت MJO، نشان می‌دهد که در زمان چیرگی فاز هشت، شرایط مناسب برای فعالیت ناوه مدیترانه و تغذیه رطوبتی بارش‌های کشور وجود دارد؛ در حالی که در زمان چیرگی فاز چهار، این شرایط مهیا نیست.

۴ نتیجه‌گیری

طی دوره مطالعه شده (ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه دوره زمانی ۲۰۰۰-۲۰۱۰)، بسامد پدیده همرفت حاره‌ای، با شرط اینکه مقدار آن بزرگتر یا مساوی یک و حداقل پنج روز متوالی در یک فاز ثابت باقی بماند، متغیر و کمینه بسامد، مربوط به فاز یک MJO و بیشینه بسامد، مربوط به فاز پنج MJO است. بررسی بی‌هنجاری‌های گردش جوی همراه شده با فازهای هشتگانه MJO نشان داد که بی‌هنجاری الگوهای فشاری هر یک از این فازها متفاوت است و موقعیت، شدت و گستره تحت تأثیر این بی‌هنجاری‌ها در هر فاز تغییر می‌کند. میزان این تغییرات در برخی مناطق، از جمله نواحی شرقی اطلس شمالی و اروپا، برای هر یک از فازها شدت بیشتری دارد. بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند مبین امواج غالب هر فاز باشد که طی فازهای متوالی اغلب، علامت بی‌هنجاری‌ها برای یک منطقه تغییر می‌کند. با توجه به بی‌هنجاری‌های رخ داده در نواحی شرقی اطلس شمالی و غرب اروپا، به نظر می‌رسد بین دور پیوندهای NAO و MJO بر همکنش‌های قابل ملاحظه‌ای رخ می‌دهد که بر الگوهای جوی منطقه مورد مطالعه تأثیرگذار است و با نتایج کاسیو (۲۰۰۸)، عالم‌زاده و همکاران (۱۳۹۲)، همخوانی دارد.

ناظم‌السادات، م. ج.، رستم‌پور، آ.، و شاهقلیان، ک.، ۱۳۹۵، الگوهای همدیدی در دوران همراه و بدون بارش همزمان با چیرگی فاز ۱ پدیده MJO: مطالعه موردی جنوب باختری ایران، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰(۱)، ۷۳-۸۷.

رنجبر سعادت‌آبادی، ع.، و ایزدی، پ.، ۱۳۹۲، ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹(۴)، ۱۵۷-۱۳۵. نصر اصفهانی، م.، ۱۳۹۰، بررسی اثر NAO و MJO بر اقلیم جنوب غرب آسیا: رساله دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، ۱۳۷-۱۱۵.

نصر اصفهانی، م.، و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۸۹، اثر همرفت اقیانوس هند بر برخی کمیت‌های هواشناختی در جنوب غرب آسیا: مجموعه مقالات چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، مؤسسه ژئوفیزیک.

Barlow, M., Cullen, H., and Lyon, B., 2002, Drought in central and southwest Asia: La Nina, the warm pool, and Indian Ocean precipitation: *Journal of Climate*, **15**, 697-700.

Barlow, M., Wheeler, M., Lyon, B., and Cullen, H., 2005, Modulation of Daily Precipitation over Southwest Asia by the Madden-Julian Oscillation: *Monthly Weather Review*, **133**, 3579-3594.

Bond, N. A., and Vecchi, G. A., 2003, The influence of the Madden-Julian oscillation on precipitation in Oregon and Washington: *Weather and Forecasting*, **18**, 600-613.

Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation: *Nature*, **455**, 523-527,

Henderson, S. A., Maloney, E. D., and Barnes, E. A., 2016, The Influence of the Madden-Julian Oscillation on Northern Hemisphere Winter Blocking: *Journal of Climate*, **29**, 4597-4616.

Hendon, H. H., and Salby, M. L., 1994, The life cycle of the Madden-Julian Oscillation:

چیرگی فازهای شش و هشت، همراهی می‌شود، می‌تواند در عمیق شدن ناوه مدیترانه و در نتیجه در تشدید بی‌هنجاری‌های منفی شدید در نیمه شرقی مدیترانه و بخشی از نواحی غرب آسیا نقش داشته باشد که با پیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت بارش، بویژه در نیمه غربی ایران همراهی می‌شود.

با توجه به محدودیت مدل‌های پیش‌بینی عددی، امکان پیش‌بینی‌های یقینی با برد بیش از ۱۰ روز، مقدور نمی‌باشد و پیش‌بینی‌های احتمالاتی به صورت ماهانه و فصلی به کار می‌رود؛ اما پیش‌بینی وضعیت MJO، تا پیش از چهار هفته امکانپذیر است؛ لذا این مطالعات می‌تواند رهیافت مهمی برای پر کردن شکاف بین پیش‌بینی‌های یقینی روزانه و احتمالاتی فصلی و ارائه پیش‌بینی‌های حدود چهار هفته‌ای کمیت‌هایی مانند بارش به حساب آید.

منابع

عالم‌زاده، ش.، احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع. ر.، و نصر اصفهانی، م. ج.، ۱۳۹۲، تحلیل دینامیکی-آماری اثر متقابل نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان مدن - جولیان (MJO): مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۶۴-۸۰.

غضنفری، الف.، ۱۳۸۸، مطالعه موردی توزیع رطوبت و بارش بر روی کشور در زمستان ۱۳۸۶ و ارتباط احتمالی آن با همرفت MJO: پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک.

فائد امینی اسدآبادی، ح.، و ناظم‌السادات، م. ج.، ۱۳۹۱، ارزیابی نشان پدیده نوسان‌های مادن-جولیان بر رخداد بارش‌های روزانه استان‌های سیستان و بلوچستان و فارس: نشریه آب و خاک، ۶، ۱۳۷۲-۱۳۸۳.

- Madden R. A., and Julian, P. R., 1972, Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1109–1123.
- Madden, R. A., and Julian, P. R., 1994, Observations of the 40–50 day tropical oscillation: A review: *Monthly Weather Review*, **112**, 814–837.
- Martin, E. R., and Schumacher, C., 2011, Modulation of Caribbean Precipitation by the Madden–Julian Oscillation: *Journal of Climate*, **24**, 813–824.
- Matthews, A. J., Hoskins, B. J., and Masutani, M., 2004, The global response to tropical heating in the Madden–Julian oscillation during the northern winter: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 1991–2011.
- Riddle E. E., Stoner, M. B., Johnson, N. C., L’Heureux, M. L., Collins, D. C., and Feldstein, S. B., 2013, The impact of the MJO on clusters of wintertime circulation anomalies over the North American region: *Climate Dynamics*, **40**, 1749–1766.
- Wheeler, M. C., and Hendon, H. H., 2004, An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction: *Monthly Weather Review*, **132**, 1917–1932.
- Xiaolong, J., Chen, L., Ren, F., and Li, C., 2011, Impacts of the MJO on Winter Precipitation and Circulation in China: *Advances In Atmospheric Sciences*, **28** (3), 521–533.
- Zhang, C., and Dong, M., 2004, Seasonality of the Madden-Julian Oscillation: *Journal of Climate*, **17**, 3169–3180.
- Zhang, C. D., 2005: Madden-Julian oscillation: *Reviews of Geophysics*, **43**, 1–36.
- Zhang, C., 2013, Madden–Julian Oscillation: Bridging weather and climate: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **9**, 1849–1870.
- Zhou, S., L’Heureux, M., Weaver, S., and Kumar, A., 2012, A composite study of the MJO influence on the surface air temperature and precipitation over the Continental United States: *Climate Dynamics*, **38**, 1459–1471.
- Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2225–2237.
- Jones, C., 2000, Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and Relationships with the Madden–Julian Oscillation: *Journal of Climate*, **13**, 3576–3587.
- Jones, C., Waliser, D. E., Lau, K. M., and Stern, W., 2004, Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability: *Journal of Climate*, **17**, 4575–4589.
- Jones, C. and Carvalho, L. M. V., 2010, Spatial-Intensity Variations in Extreme Precipitation in the Contiguous United States and the Madden-Julian Oscillation: *Science and Technology Infusion Climate Bulletin*, 211–214
- Johnson, N. C., Collins, D. C., Feldstein, S. B., L’HEUREUX, M. L., and Riddle, E. E., 2014, Skillful Wintertime North American Temperature Forecasts out to 4 Weeks Based on the State of ENSO and the MJO: *Weather and Forecasting*, **13**, 23–38.
- Hendon, H. H., and Salby, M. L., 1994, The life cycle of the Madden-Julian Oscillation: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2225–2237.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471.
- Lau, K. M., and Wu, H. T., 2010, Characteristics of precipitation, cloud, and latent heating associated with the Madden–Julian oscillation: *Journal of Climate*, **23**, 504–518.
- Lin, H., Brunet, G., and Derome, J., 2009, An observed connection between the North Atlantic Oscillation and the Madden–Julian oscillation: *Journal of Climate*, **22**, 364–380.
- Lin, H., Brunet, G., Mo R., 2010, Impact of the Madden-Julian Oscillation on wintertime precipitation in Canada: *Monthly Weather Review*, **138**, 3822–3839
- 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 the Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708.

A study of the impacts of the MJO on atmospheric circulations and winter precipitation in Iran

Abbas Ranjbar SaadatAbadi^{*1} and Masoumeh Soori²

¹ Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

² M. Sc. Student of Meteorology, Islamic Azad University Tehran North Branch, Tehran, Iran

(Received: 14 November 2015, Accepted: 31 October 2016)

Summary

The Madden-Julian Oscillation (MJO) is the dominant mode of tropical intraseasonal variability, characterized by its planetary spatial scale, 30–60 day period, and eastward propagation. The extra-tropical links with the MJO are well established (Barlow et al., 2005). Such oscillation has an evident seasonality, with larger amplitude during boreal winter and spring than summer (Zhou et al., 2012). MJO can significantly modulate variations in weather and climate in the far-reaching subtropics and midlatitudes (Handerson et al., 2016). In this study, we examined the influence of the MJO on precipitation and large-scale circulation anomalies based on a 10-years daily data from 2000–2010. We further analyzed the atmospheric circulations, Iran precipitation data and their anomalies with respect to the real-time multivariate (RMM) Index phases of the MJO whose employed index was that developed by Wheeler and Hendon (2004), downloaded from the website of the Australia Meteorological Bureau. The MJO index data used in this research, considering that at least five consecutive days in a phase remained constant and its value was equal or more than 1, was extended from December 2000 to February 2010.

Daily precipitation data were obtained from 47 meteorological synoptic stations in Iran from December 2000 to February 2010. Furthermore, the grid point data were extracted from NCEP-NCAR reanalysis dataset. Daily anomalies of precipitation and other variables were calculated by subtracting their 11-year means from the original data. Composites of mean daily anomalies were computed for each of the eight phases of the MJO on the basis of the RMM index with the same MJO phases in boreal winter during 2000–2010.

Composites of the regional flow associated with the MJO phases during winter seasons were calculated by averaging fields of data over lists of dates obtained from the analysis of the MJO indices. Figures 2 to 6 display the composites of large-scale atmospheric circulations and precipitation anomalies for the eight MJO phases. It is very clear that winter large-scale atmospheric circulations and precipitation anomalies in Iran show meaningful and significant variations when the MJO propagates from the western Indian Ocean (phase 1) into the central Pacific Ocean (phase 8).

As is observed in the figures, winter precipitation in certain parts of Iran is higher than the 1981–2010 climate normals when the MJO is in phase 2, which is close to the mean; positive anomalies weaken over the country as we get closer to phase 3. When the MJO is in phases 4 and 5, precipitation anomalies are less than normal, with the maximum negative anomalies reaching around 100% relative to the mean. During such phases (4 and 5), associated with positive geopotential height anomalies over the eastern Mediterranean Sea, precipitation negative anomalies occur in the country. Winter precipitation in certain regions is much higher than the climate normal when the MJO is in phases 6 and 8. Further observed in these phases were the precipitation positive anomalies over the vast parts of western and southern slopes of the Alborz (from 30 to 150%). So, in these situations which associated with zonal dipole of geopotential heights anomalies over Eurasia where strong negative anomalies of geopotential heights were located over the eastern Mediterranean Sea and its neighborhoods areas, the precipitations over the most part of Iran are more than the climate normals.

Extrapolated from the foregoing data is the fact that the MJO influence on Iran precipitation is significant during northern winter season. When the MJO is in phases 6 and 8 (the convection increases over central and eastern Pacific Ocean), more precipitation is observed in the western regions of Iran. On the other hand, as enhanced tropical convection shifts over the Maritime continent, less precipitation is seen over the country. Therefore, owing to the broad tropical and extratropical impacts of the MJO on interseasonal timescales, a better understanding of the MJO is potentially conducive to the amelioration of the extended range forecast of week-two and beyond, practically when there is an on-going MJO event. Numerical and empirical model experiments have shown the potential predictability of MJO up to 4 weeks. In this study, the objective was to develop composites in order to provide a compendious, large-scale overview of MJO impact on the winter season circulations and precipitation in Iran.

Keywords: atmospheric patterns, precipitation anomalies, MJO, Iran

*Corresponding author:

aranjbar@gmail.com