

بررسی انرژی اثر دورپیوند شرق اطلس/غرب روسیه (EA/WR) بر منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا

سید حامد فنایی^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*} و علیرضا محب‌الحجه^۳

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

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

۳. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۹۸/۲/۲۵، پذیرش نهایی: ۹۸/۷/۹)

چکیده

الگوی دورپیوند شرق اطلس/غرب روسیه (EA/WR) در وضع هوای پاییز و زمستان اروپا و جنوب غرب آسیا نقش حائز اهمیت دارد. هدف پژوهش حاضر شناخت نحوه اثرگذاری این دورپیوند بر گردش‌های جوی و تبدلات انرژی تیک چرخندها در فازهای بحرانی (قوی) مثبت و منفی آن است. ابتدا با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR از سال ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۴ برای زمستان ۴ ماهه (نوامبر تا فوریه)، تحلیل دینامیکی از میانگین همادی و بی‌هنجاری کمیت‌های هواشناختی در فازهای بحرانی این دورپیوند ارائه می‌شود و سپس با به کار بردن رهیافت انرژی تیک، تأثیر قطار موج این دورپیوند بر مسیر توفان‌های اطلس و مدیترانه و آثار آن بر جنوب غرب آسیا بررسی می‌شود.

انرژی جنبشی پیچکی در غرب مدیترانه و جنوب اروپا در فاز منفی (مثبت) EA/WR افزایش (کاهش) شدید نشان می‌دهد، حال آنکه شمال و شرق اروپا و غرب روسیه کاهش (افزایش) انرژی جنبشی دارند. در نتیجه، در فاز منفی (مثبت)، مسیر جنوب شرق سوی (شمال شرق سو) توفان اطلس به سمت جنوب (شمال) اروپا تا شرق مدیترانه (شرق اروپا و جنوب غرب روسیه) نیز می‌تواند گسترش یابد. در هردو فاز، در ترازهای میانی و زیرین وردسپهر بی‌هنجاری متضاد کمیت‌ها بین شمال غرب و جنوب شرق دریای مدیترانه مشاهده می‌شود. جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه بی‌هنجاری گردش‌های جوی مشابه بی‌هنجاری غرب روسیه دارند که پیامد آن در فاز منفی (مثبت) کاهش (افزایش) جملات تولید و تبدیل کُرفشاری، شارهای گرما و رطوبت، تضعیف (تقویت) جت جنب‌حاره‌ای جنوب غرب آسیا و امکان تضعیف (تقویت) چرخندزایی شرق مدیترانه و کاهش تعداد چرخندهای عبوری به سمت جنوب غرب آسیا و ایران است.

واژه‌های کلیدی: دورپیوند شرق اطلس/غرب روسیه، بی‌هنجاری، فازهای بحرانی، رهیافت انرژی تیک، جنوب غرب آسیا، مدیترانه.

۱. مقدمه

ورخدادهای فرین آب و هوایی دارند. در مناطق برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی الگوهای دورپیوند متنوعی وجود دارند که در برخی از آنها قطار موجی از مراکز بی‌هنجاری متوالی با علامت‌های مخالف در راستای تقریباً مداری شکل می‌گیرند. از جمله این الگوها می‌توان به الگوهای اوراسیایی شامل اسکاندیناوی (SCND) و غرب اطلس/شرق روسیه (EA/WR) اشاره کرد. پیچیدگی دینامیکی الگوهای میان‌بسامد با طول عمر بیش از یک هفته مانند بندانها و دورپیوندهای اوراسیا به علت آن است که معمولاً دینامیک آنها با وردایی فعالیت

گردش‌های جوی دارای طیف وسیع از مقیاس‌های زمانی هستند. گردش‌های جوی بالابسامد دارای دوره تناوب کمتر از یک هفته بوده که به پیچک‌های گذرا و سامانه‌های همدیدی مربوط هستند و در نقشه‌های روزانه وضع هوا دیده می‌شوند. گردش‌های جوی یا پیچک‌های میان‌بسامد، دوره تناوب بیش از یک هفته تا یک ماه دارند و معمولاً مُدهای غالب از تغییرات میان‌بسامد جوی تحت عنوان الگوهای دورپیوندی را نشان می‌دهند (آنگستروم، ۱۹۳۵). به علت ماندگاری نسبتاً زیاد الگوهای دورپیوندی، این الگوها نقش مهمی در سامانه جهانی وضع هوا و اقلیم

پیچک‌های همدیدی مرتبط است (دال و بلک، ۱۹۹۰؛ بلک، ۱۹۹۷؛ هولتون، ۲۰۰۴).

الگوی EA/WR یکی از مدهای برجسته و مهم در اوراسیا است که در غالب ماه‌های سال، به‌جز ژوئن تا اوت، بر گردش‌های جوی این منطقه تأثیرگذار است. برانستون و لیوزی (۱۹۸۷) در کار معروف خود آن را الگوی اوراسیای ۲ (EU2) نامگذاری کردند. این الگو را اولین بار هورل (۱۹۸۱) معرفی کرد و تحلیل ماهانه و سالانه آن را ابنسن (۱۹۸۴) انجام داد. الگوی این دورپیوند در نقشه‌های بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای میانی و زیرین جو و در عرض‌های میانی اطلس شمالی، اروپا و شمال آسیا به شکل قطار موج با بیشترین دامنه بی‌هنجاری در شرق اطلس شمالی و غرب روسیه ظاهر می‌شود. مراکز اصلی بی‌هنجاری EA/WR در راستای مداری در نقشه‌های بی‌هنجاری ارتفاعی، به‌ترتیب از غرب به شرق شامل مرکز شماره ۱ واقع بر بخش مرکزی اطلس شمالی، مرکز شماره ۲ در غرب اروپا، مرکز شماره ۳ در شمال دریای خزر (غرب روسیه) و مرکز شماره ۴ در شرق آسیا است.

بخش عمده‌ای از تغییرات بارشی در مرکز و جنوب اروپا و دریای مدیترانه به الگوهای گردشی کم‌بسامدی مانند EA/WR، که مراکز عمل آنها بر روی اروپا و شرق اقیانوس اطلس قرار گرفته‌اند، مربوط می‌شود (کریچاک و همکاران، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۲). در واقع، تحلیل تغییرات کم‌بسامد فشار سطح دریا و بسامد رخداد چرخندهای مدیترانه‌ای حاکی از تأثیرگذاری بیشتر دورپیوند EA/WR بر چرخندهای شرق مدیترانه نسبت به نوسان اطلس شمالی (NAO) است (کریچاک و آلپرت، ۲۰۰۵ a,b). کریچاک و آلپرت (۲۰۰۵a) با بررسی همبستگی مکانی بین میانگین بارش ماهانه و شاخص دورپیوند EA/WR در نیمه دوم قرن بیستم، بین بارش‌های شرق اطلس و جنوب شرق مدیترانه به‌ترتیب همبستگی منفی و مثبت با الگوی فوق به‌دست آوردند. الگوی فاز مثبت EA/WR به‌صورت پشته ارتفاعی بر روی اروپا و ناوهای که از غرب

روسیه تا خاورمیانه گسترش می‌یابد، مشخص می‌شود. تحقیقات زیادی فاز مثبت EA/WR را با بی‌هنجاری مثبت بارشی در شرق مدیترانه مرتبط نشان دادند و بادهای شمالی شکل‌گرفته در این منطقه در اثر بی‌هنجاری‌های گردشی را از دلایل آن می‌دانند (کریچاک و همکاران، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۲؛ کوتیل و بناروچ، ۲۰۰۲؛ پاز و همکاران، ۲۰۰۳؛ ایکسوپالکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ کریچاک و آلپرت، ۲۰۰۵ a,b).

نیسن و همکاران (۲۰۱۰) با مطالعه اختلاف فراوانی چرخندها بین فازهای مثبت و منفی دو الگوی EA/WR و NAO، میزان تأثیر EA/WR بر چرخندهای مدیترانه را قابل‌مقایسه با اثر NAO به‌دست آوردند. همچنین نتایج آنها بیانگر افزایش (کاهش) تعداد چرخندهای عبوری از شمال مدیترانه در فاز منفی (مثبت) EA/WR در فصل زمستان نسبت به میانگین است. آیونیتا (۲۰۱۴) نیز نشان داد که فاز مثبت این دورپیوند باعث جداشدگی جریان‌جتی اطلس از جریان‌جتی جنب‌حاره‌ای شمال آفریقا شده و منجر به کاهش بارش‌های زمستان و اوایل بهار در جنوب اروپا و افزایش رطوبت در منطقه اسکاندیناوی و شرق اروپا می‌شود. وی شکل‌گیری فرونشینی هوا در بخش‌های مرکزی اروپا در فاز مثبت را عامل این الگوی بارشی معرفی کرده است.

در ایران نیز تحقیقات اندکی درباره اثر الگوی دورپیوند EA/WR انجام شده است. حسین‌پور (۱۳۸۸) در مورد بی‌هنجاری‌های زمستان ۲۰۰۷-۲۰۰۸ که از بارزترین افت‌وخیزهای اقلیمی در دهه‌های اخیر بوده است، همراهی فاز مثبت NAO با فاز مثبت EA/WR را عامل رخداد بی‌هنجاری سرد کم‌سابقه بر روی ایران در ژانویه ۲۰۰۸ می‌داند. مقصودی فلاح و همکاران (۱۳۹۵) وجود همبستگی ضعیف میان شاخص ماهانه EA/WR و میانگین ماهانه فشار سطحی در مقایسه با ارتفاع را بیانگر تأثیرگذاری بیشتر این الگو بر آشفنگی‌های وردسپهر میانی عنوان کردند. آنها همچنین شکل‌گیری ناوه ارتفاعی تراز میانی جو در فاز مثبت در خاورمیانه را همراه با

مؤثر در انرژی جنبشی پیچکی در اثنای این فرآیند فراهم کند که تاکنون از این دیدگاه به بررسی دینامیکی این دورپیوند پرداخته نشده است. در این تحقیق با استفاده از معادله بودجه انرژی جنبشی پیچکی تأثیر فازهای مثبت و منفی قوی (بحرانی) دورپیوند EA/WR در تولید و تبادلات جملات مختلف انرژی جنبشی پیچک‌های گذرا بررسی می‌شود. با جداسازی متغیرها به دو بخش شارش میانگین و شارش پریشیده (پیچک‌ها) و سپس با استفاده از معادله افقی تکانه، رابطه انرژی جنبشی پیچکی به دست می‌آید (اورلانسکی و کاتزفی، ۱۹۹۱؛ چنگ، ۲۰۰۱):

$$\frac{\partial K}{\partial T} = -\nabla \cdot (\mathbf{VK} + \mathbf{V}_d \phi') - \omega' \alpha' - \mathbf{V}' \cdot (\mathbf{V}_3' \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}' \cdot \overline{(\mathbf{V}_3' \cdot \nabla_3) \mathbf{V}'} - \frac{\partial(\omega K)}{\partial p} - \frac{\partial(\omega' \phi')}{\partial p} + \text{Res} \quad (1)$$

منظور از خط افقی بالای جملات، میانگین‌گیری زمانی (ماهانه) است. پریشیدگی کمیت‌ها از میانگین زمانی با علامت پریم مشخص شده است. در رابطه فوق K انرژی جنبشی پیچکی، \mathbf{V} و ω به ترتیب بردار سرعت افقی و سرعت قائم در دستگاه فشاری، ϕ ارتفاع ژئوپتانسیلی و α حجم ویژه است. اندیس پایین a در \mathbf{V} بیانگر سرعت آزمینگرد و اندیس پایین ۳ بیانگر بردارها و عملگرهای سه‌بعدی هستند.

اولین جمله سمت راست همگرایی افقی شار کل انرژی (CTF) را نشان می‌دهد و شامل شار فرارفتی و شار آزمینگرد انرژی (ناشی از خاصیت پاشش موج) است. جمله دوم تبدیل کژفشار (BCC) نامیده شده و معرف تبدیل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی است. جملات سوم و چهارم تبدیل فشارورد (BTC) بوده و مربوط به تنش رینولدز هستند. جمله سوم (BTC1) بیانگر تبدیل مستقیم انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی جریان میانگین و برعکس است. جمله چهارم (BTC2) بیانگر تبدیل غیرمستقیم انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی جریان میانگین است که میانگین زمانی این جمله بسیار ناچیز و قابل صرف نظر است

تقویت جریان جتی جنب‌حاره‌ای جنوب غرب آسیا و ترابرد مناسب رطوبت در وردسپهر زیرین، عوامل تقویت سامانه‌های همدیدی نسبت به فاز منفی بر روی ایران معرفی کردند.

از آنجا که جنوب غرب آسیا در جریان‌سوی مسیر چرخندهای مدیترانه واقع است، لذا هرگونه تغییر در شدت و مسیر این چرخندها باعث تغییرات قابل توجه در وضعیت اقلیمی و میزان بارش زمستانه و در نتیجه خشکسالی یا ترسالی آن خواهد شد. در مورد تأثیرات برخی از دورپیوندها، مانند NAO، در منطقه جنوب غرب آسیا کارهای زیادی انجام شده ولی درباره اثرات دورپیوند EA/WR در این منطقه مطالعات نسبتاً کمی انجام شده است. بنابراین هدف این تحقیق مطالعه بیشتر و کامل‌تر اثر فازهای مختلف EA/WR بر کمیت‌های هواشناختی و الگوهای گردش جوی بزرگ‌مقیاس در منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا از دیدگاه انرژی‌تیک است. ساختار مقاله حاضر بدین صورت است که پس از مقدمه، در بخش دوم مبانی نظری مربوطه و در بخش سوم داده‌ها و روش کار معرفی می‌شود. بخش چهارم به ارائه نتایج میانگین بلندمدت و بی‌هنجاری کمیت‌های مورد بررسی در فازهای بحرانی مثبت و منفی دورپیوند برای دوره زمستان توسعه‌یافته (NDJF) و بخش پنجم به ارائه تحلیل نتایج انرژی‌تیک اختصاص دارد. در خاتمه جمع‌بندی نتایج انجام گرفته است.

۲. مبانی نظری

بعد از شکل‌گیری الگوهای دورپیوندی، شدت و مسیری که چرخندها طی می‌کنند، ممکن است تحت تأثیر میدان شارش مرتبط با الگوهای دورپیوندی تغییر کند (بندیکت و همکاران، ۲۰۰۴؛ فرانزک و همکاران، ۲۰۱۱). با توجه به تنوع و گاه تناقض نتایج حاصل از مطالعات آماری مختلف در مورد تأثیرات EA/WR در مناطق شرق مدیترانه و جنوب غرب آسیا، به کارگیری روش انرژی‌تیک می‌تواند شناخت دقیق‌تری از چگونگی تغییرات عوامل

در روابط فوق، E انرژی پیچکی کل، برابر مجموع انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی و انرژی جنبشی پیچکی است. کمیت θ' دمای پتانسیلی پیچکی و $\bar{\theta}$ میانگین افقی دمای پتانسیلی است، سایر کمیت‌ها مانند رابطه (۱) هستند. جمله اول سمت راست رابطه (۲) بیانگر همگرایی شار انرژی کل شامل شار فرارفتی و شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی است. جمله دوم تولید کژفشار (BCG) است؛ این جمله چشمه انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی بوده و تبدیل کژفشار (BCC) چاه آن محسوب می‌شود. جمله سوم تبدیل فشارورد، جمله چهارم اتلاف مکانیکی و جمله پنجم تولید بادرو است. به‌منظور ساده‌سازی رابطه بودجه انرژی و رعایت اختصار در شکل‌های مربوطه و همچنین تفسیر آنها، بر روی تمام جملات سمت راست رابطه (۱) و جمله تولید کژفشار میانگین‌گیری در راستای قائم بین سطوح فشاری ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال انجام شده است. با این کار سهم جملات پنجم و ششم رابطه (۱) ناچیز شده و باعث بهتر دیده شدن سهم شار آزمینگرد ژئوپتانسیل و شار فرارفتی در تبادلات افقی انرژی بین چرخندهای عرض‌های میانی می‌شود.

۳. داده‌ها و روش کار

با تفکیک فازهای دورپیوند EA/WR به ماه‌های بحرانی مثبت و منفی، ماه‌هایی که اثر این دورپیوند ضعیف یا خنثی بوده است، حذف شده و با میانگین‌گیری همدای آنها (میانگین روی کل ماه‌های بحرانی هر فاز) ویژگی‌های خاص هر یک از فازها بهتر دیده می‌شود. برای تعیین ماه‌های بحرانی ابتدا با استفاده از شاخص ماهانه EA/WR از مرکز CPC (NCEP Climate Prediction Center) میانگین بلندمدت زمستان توسعه یافته نوامبر تا فوریه (NDJF) و انحراف معیار آن در بازه سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۴ محاسبه شد که به ترتیب مقادیر تقریبی ۰/۱۴- و ۱/۰۱ به دست آمد. مقدار آستانه شاخص فازهای بحرانی مثبت و منفی بر این اساس تعریف می‌شود که اگر شاخص ماهانه EA/WR در یک ماه از میانگین بلندمدت زمستانی

(اورلانسکی و کاترفی، ۱۹۹۱). جمله‌های پنجم و ششم به ترتیب همگرایی قائم شار بالاسوی انرژی جنبشی پیچکی و شار آزمینگرد هستند. جمله آخر نشان‌دهنده اثر باقی‌مانده بودجه انرژی شامل اصطکاک و خطاهای محاسباتی است.

احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۴) با بررسی انرژی تبدیل بسته موج‌های کژفشار در نیمکره شمالی نشان دادند تبدیل کژفشار سبب ایجاد پریشیدگی اولیه شده و سپس این پریشیدگی، تکوین جریان‌سو را شروع می‌کند و عامل اصلی تکوین جریان‌سو را همگرایی شارهای آزمینگردی تشخیص دادند. نصرافهانی و همکاران (۲۰۱۱) در مطالعه تأثیر نوسان اطلس شمالی بر مسیر توفان مدیترانه و اقلیم جنوب غرب آسیا از دیدگاه انرژی، ارتباط بین چرخندزایی مدیترانه با مسیرهای توفان اطلس در فاز مثبت را ضعیف‌تر از فاز منفی این دورپیوند به‌دست آوردند. احمدی گیوی و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی برهم‌کنش بین بسته موج‌های کژفشار اطلس شمالی و مسیر توفان مدیترانه در زمستان ۲۰۰۵-۲۰۰۴ از دیدگاه فعالیت موج نتیجه گرفتند تا وقتی که بسته موج پادجریان‌سو در شمال اطلس به اندازه کافی قوی باشد، بسته موج در دریای مدیترانه رشد خواهد کرد. این یافته با نتایج تحقیقات قبلی (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۳؛ چنگ و یو، ۱۹۹۹؛ لی، ۲۰۰۰) در توافق است. برای مقایسه میزان پتانسیل ناپایداری کژفشار در فازهای مثبت و منفی EA/WR، جمله تولید کژفشار (BCG) که بیانگر تبدیل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر میانگین به انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی توسط شار قطب‌سوی گرما است نیز محاسبه شده است. گرایش زمانی انرژی پیچکی کل را می‌توان با رابطه (۲) نوشت (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲):

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{E} = -\nabla \cdot (\mathbf{V}\bar{E} + \mathbf{V}'_a\theta') + \frac{\bar{\alpha}}{\bar{\theta}} \frac{\mathbf{V}' \cdot \nabla \theta'}{\left(\frac{d\bar{\theta}}{dp}\right)} - \mathbf{V}' \cdot (\mathbf{V}' \cdot \nabla) \bar{\mathbf{V}} - diss + diab \quad (2)$$

که

$$E = \left(-\frac{\bar{\alpha}}{2\bar{\theta}} \theta'^2 / \left(\frac{d\bar{\theta}}{dp}\right) \right) + K \quad (3)$$

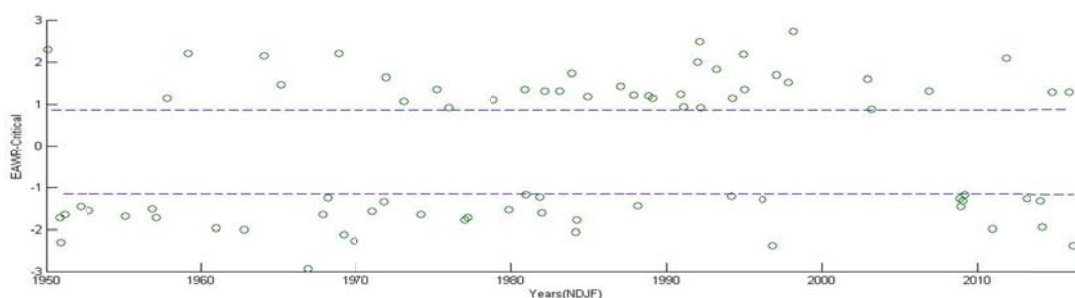
گرفته شده است. همچنین برای تحلیل دقیق تر منطقه اوراسیا، نقشه کمیت های هواشناختی در دامنه کوچک تر از ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۶۰ درجه غربی تا ۱۰۰ درجه شرقی نیز برای تحلیل سطوح ۸۵۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال استفاده شده است.

همان طور که پیش تر ذکر شد، این تحقیق دارای دو قسمت عمده است. در قسمت اول، ابتدا مقادیر میانگین بلندمدت (۶۵ ساله) کمیت های مختلف هواشناختی برای دوره ۴ ماه زمستان توسعه یافته محاسبه شده و سپس مقادیر میانگین همادی بی هنجاری این کمیت ها نسبت به میانگین بلندمدت برای فازهای مثبت و منفی بحرانی دورپیوند EA/WR به دست آمده است. نتایج این قسمت در بخش ۴ ارائه و تحلیل شده است. با ترسیم و بررسی نقشه های مربوط به کمیت های مورد نظر شناخت نسبی از وضعیت خاص دینامیکی-همدیدی جو در فازهای مختلف بحرانی حاصل می شود. در بخش ۵ به ارائه نتایج قسمت دوم تحقیق که مربوط به محاسبات هریک از جملات انرژتیک در روابط (۱) و (۲) است و همچنین بررسی انرژتیک تأثیر الگوی قطار موج این دورپیوند بر مسیر توفان های اطلس و مدیترانه و آثار آن بر چرخندزایی در جنوب غرب آسیا خواهیم پرداخت.

شاخص ماهانه یک انحراف معیار بیشتر (کمتر) باشد، ماه بحرانی مثبت (منفی) در نظر گرفته می شود. در شکل ۱ آستانه هر فاز بحرانی و در جدول ۱ تعداد ماه های بحرانی هر فاز دیده می شود. با تعریف فوق، در طی دوره مورد مطالعه ۳۷ ماه بحرانی مثبت و ۳۸ ماه بحرانی منفی تعیین شد.

با در نظر گرفتن ماه نوامبر، ۱۲ ماه به تعداد ماه های بحرانی در هر دو فاز اضافه شده و بیشترین رخداد ماه بحرانی مثبت و منفی در این ماه اتفاق می افتد (جدول ۱). از این رو در این تحقیق زمستان ۴ ماهه مورد بررسی قرار گرفته است. برای انجام این پژوهش از داده های بازتحلیل NCEP/NCAR فصل زمستان توسعه یافته استفاده شده است. تفکیک مکانی افقی این داده ها ۲/۵ درجه در راستاهای مداری و نصف النهاری است که در ۱۷ تراز فشاری در راستای قائم از ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال قرار دارند و به صورت چهار مرتبه در روز در ساعت های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گریجویج تهیه شده اند.

دوره زمانی مورد مطالعه ۶۵ سال (۱۹۵۰ تا ۲۰۱۴ میلادی) بوده و برای بررسی آثار دورپیوند EA/WR، شبکه ای منظم از ۰ تا ۹۰ درجه شمالی و ۰ تا ۱۸۰ درجه غربی و شرقی (کلیه نقاط شبکه واقع در راستای مداری) در نظر



شکل ۱. توزیع ماه های بحرانی EA/WR در بازه سال های ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۴ میلادی. خط چین ها آستانه فازهای بحرانی مثبت و منفی می باشند.

جدول ۱. تعداد ماه های بحرانی مثبت و منفی در بازه سال های ۱۹۵۰-۲۰۱۴.

(NDJF)	ماه				فاز
	فوریه	ژانویه	دسامبر	نوامبر	
۳۷	۹	۸	۸	۱۲	EA/WR +
۳۸	۱۴	۵	۷	۱۲	EA/WR -

۴. میانگین بلندمدت و بی‌هنجاری کمیت‌های هواشناختی در فازهای بحرانی EA/WR

کمیت‌های مورد مطالعه در این قسمت شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، بردار باد افقی و خطوط جریان در سطوح فشاری مختلف (۲۵۰، ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال)، بی‌هنجاری دما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری تاوایی نسبی در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال است. لازم به ذکر است علاوه بر کمیت‌های فوق، دیگر کمیت‌های مرتبط در تحلیل جامع دینامیکی، برای سطوح مختلف محاسبه و مورد استفاده قرار گرفته است.

۴-۱. سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۲ میانگین همادی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری آن برای فازهای بحرانی مثبت و منفی دورپیوند EA/WR را نشان می‌دهد. در هر دو فاز، ۴ مرکز اصلی بی‌هنجاری به شکل قطار موجی در راستای تقریباً مداری بین عرض‌های ۴۵ تا ۶۰ درجه شمالی شکل گرفته است. با توجه به شکل، در هر دو فاز مرکز بی‌هنجاری شماره ۲ (واقع بر اروپا) با دو بی‌هنجاری اطراف آن الگوی امگا شکل ایجاد کرده است. همچنین مراکز اصلی بیشینه بی‌هنجاری در هر دو فاز، مراکز شماره ۲ و ۳ (غرب روسیه) هستند که بیشینه تغییرپذیری از یک‌فاز به فاز دیگر را نیز نشان می‌دهند. بزرگی بی‌هنجاری این مراکز تقریباً برابر است؛ در فاز مثبت (شکل ۲-الف)، بزرگی بی‌هنجاری حدود ۸۰ ژئوپتانسیل‌متر و در فاز منفی (شکل ۲-ب)، حداکثر ۶۰ تا ۷۰ ژئوپتانسیل‌متر است و همچنین مرکز ۳ کمی قوی‌تر از مرکز ۲ است. بی‌هنجاری مرکز ۳ در هر دو فاز کل جنوب‌غرب آسیا و شرق مدیترانه را دربر گرفته و بین غرب و شرق دریای مدیترانه الگوی بی‌هنجاری الاکلنگی (مختلف علامت) ایجاد می‌شود. در فاز مثبت، شمال‌غرب (جنوب‌شرق) مدیترانه تحت تأثیر مرکز ۲ (۳) افزایش (کاهش) ارتفاع ۲۰ تا ۴۰ ژئوپتانسیل‌متر دارد و در فاز منفی این الگو تغییر علامت داده و با شدت کمتر از فاز

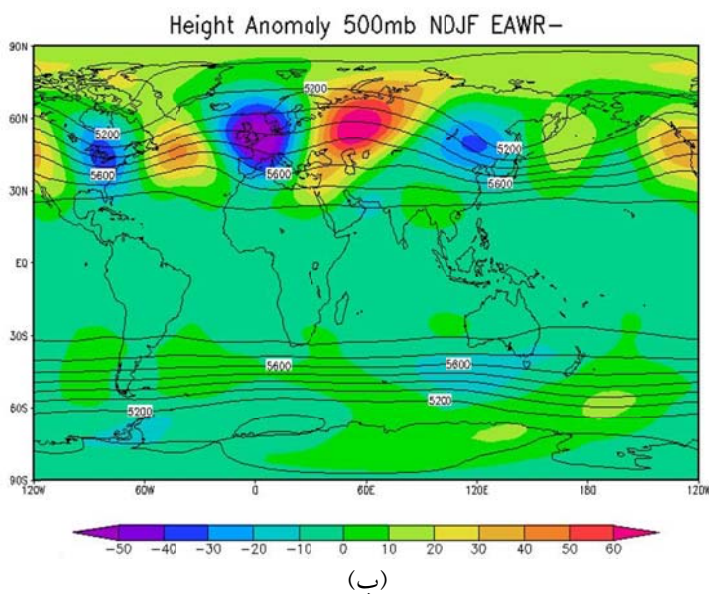
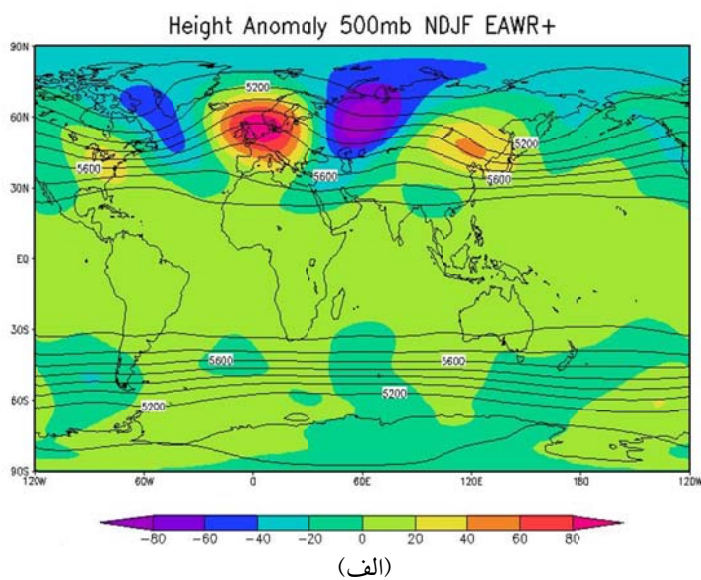
مثبت دیده می‌شود. در فاز منفی حدود ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر کاهش ارتفاع در جنوب‌شرق ایران وجود دارد.

در نقشه میانگین همادی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت (شکل ۲-الف) یک پشته قوی از غرب مدیترانه تا شمال‌شرق اطلس شمالی و در جریان‌سوی آن ناوه گسترده‌ای در شمال دریای خزر شکل گرفته که زبانه آن تا شرق دریای مدیترانه گسترش یافته است. محور این ناوه مشابه محور بی‌هنجاری مربوطه، راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی دارد و این شرایط نشانگر تشکیل الگوی موجی قوی در شارش میانگین جو در فاز مثبت است که امکان تشکیل بندال امگاشکل در اروپا را تقویت می‌کند. با تعقیب پربند ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر از محدوده ناوه اقلیمی غرب اطلس به سمت شرق، مشاهده می‌شود این پربند با جهت‌گیری شمال‌شرق‌سو در شرق اطلس، از شمال اروپا عبور کرده که می‌تواند توصیف‌کننده مسیر چرخندهای اطلس به سمت شمال اروپا باشد. پربند فوق با عبور از شبه‌جزیره اسکاندیناوی، تغییر جهت داده و به شدت به سمت عرض‌های پایین‌تر کشیده شده و از شمال دریای خزر عبور می‌کند که ناشی از رفتار موجی قوی شارش میانگین جو در این فاز است. نتایج فوق با کاهش بارندگی مشاهده شده در مرکز و جنوب اروپا و افزایش آن در شمال و شرق اروپا (آیونیتا، ۲۰۱۴) هم‌خوانی دارد.

در فاز منفی این دورپیوند (شکل ۲-ب) پشته‌ای در اطلس شمالی، ناوه‌ای از مرکز اروپا تا مرکز مدیترانه و در جریان‌سوی آن پشته‌ای در شمال دریای خزر شکل گرفته است. خاورمیانه نیز تحت تأثیر پشته غرب روسیه، جریان‌ات مداری دارد. ناوه و پشته‌ها در فاز منفی ضعیف‌تر از فاز مثبت هستند. در فاز منفی، مسیر پربند ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر در اقیانوس اطلس نسبت به فاز مثبت شرق‌سوتر بوده و پس از عبور از بریتانیا با مسیر نسبتاً مداری از مرکز روسیه گذر می‌کند. همچنین با مقایسه مسیر پربند ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل‌متر در دو فاز مشخص می‌شود در فاز منفی امکان انتشار

باعث بارش‌های فراتر از نرمال به‌خصوص در بخش‌های مرکزی و جنوب اروپا می‌شود؛ اگرچه در قسمت جریان سو به سمت خاورمیانه با مداری شدن جریان و کاهش شیو پربندها شرایط مساعدی برای فعالیت سامانه‌ها مهیا نیست.

جنوب شرق سوی امواج کزفشار اطلس شمالی از شرق اطلس به سمت مسیر توفان مدیترانه که یکی از مسیرهای شناخته‌شده عبور بسته موج‌های کزفشار است (بخش ۲)، بیشتر از فاز مثبت است. این شرایط که با تشکیل ناوه ارتفاعی بر روی اروپا نیز همراه است،



شکل ۲. میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره ۴ ماهه (پربندها با بازه ۱۰۰ ژئوپتانسیل‌متر) و بی‌هنجاری آن برحسب ژئوپتانسیل‌متر (نواحی رنگ آمیزی شده) برای فازهای بحرانی الف) مثبت و ب) منفی دوریونند EA/WR. شماره مراکز بی‌هنجاری به‌ترتیب از غرب به شرق: مرکز ۱ (اطلس شمالی)، مرکز ۲ (غرب اروپا)، مرکز ۳ (غرب روسیه) و مرکز شماره ۴ (شرق آسیا) است.

۴-۲. سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

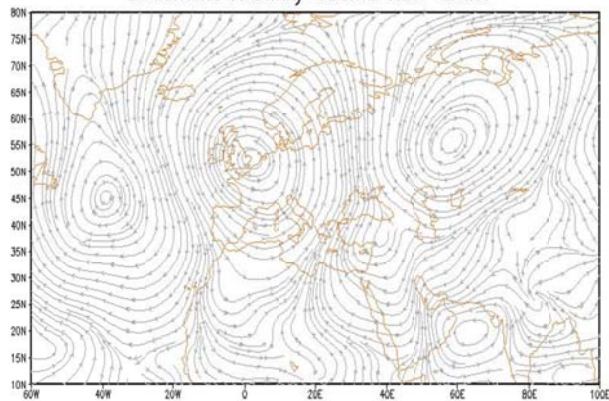
دلیل در نظر گرفتن این سطح، مطالعه بی‌هنجاری‌های دمایی و شار رطوبت در سطوح زیرین و ردسپهر است. الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی این تراز به دلیل مشابهت و انطباق محل تشکیل مراکز بی‌هنجاری با تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه نشده و به ذکر تفاوت‌ها بسنده می‌شود. در هر دو فاز، مقدار بی‌هنجاری این تراز نسبت به تراز میانی حدود ۲۰ تا ۳۰ ژئوپتانسیل‌متر کمتر است و بی‌هنجاری مرکز شماره ۲ (اروپا) نیز گسترش استواسوی بیشتری داشته و تا شمال آفریقا کشیده شده است که در نتیجه آن الگوی امگاشکل بی‌هنجاری تشکیل نمی‌شود. کشور ایران در هر دو فاز حداکثر ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر نسبت به میانگین بلندمدت نوسان ارتفاع دارد.

بی‌هنجاری خطوط جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت (منفی) در شکل ۳-الف (شکل ۳-ب) گردش چرخندی (واچرخندی) در غرب روسیه در اطراف مرکز بی‌هنجاری منفی (مثبت) ارتفاع ژئوپتانسیلی و گردش واچرخندی (چرخندی) در منطقه اروپا به مرکزیت هسته مثبت (منفی) بی‌هنجاری ارتفاع را نشان می‌دهد. در فاز مثبت، جنوب‌غرب آسیا و شرق مدیترانه تحت تأثیر گردش چرخندی غرب روسیه قرار دارند. در این فاز خطوط جریان از شرق مدیترانه با گردش چرخندی و

عبور از دریای سرخ و مرکز عربستان از سمت خلیج فارس وارد ایران می‌شوند که تقویت انتقال رطوبت برای بخش‌های جنوبی تا شمال‌شرقی کشور در فاز مثبت نسبت به فاز منفی را در پی دارد. مرکز بسته گردش واچرخندی بر روی دریای عمان شکل گرفته است. پیامد دیگر گردش‌های بی‌هنجار در فاز مثبت، تراکم زیاد خطوط جریان از شمال اروپا تا دریای سیاه و غرب دریای خزر است که باعث ایجاد بادهای شمالی قوی در این منطقه می‌شود. در فاز منفی، جهت بی‌هنجاری خطوط جریان در ایران شمال‌شرقی و کاملاً برعکس فاز مثبت است. همچنین دریای عمان گردش چرخندی دارد که در نتیجه آن تغذیه رطوبتی منطقه جنوب‌غرب آسیا به‌خصوص جنوب و جنوب‌غرب ایران در فاز منفی کاهش می‌یابد.

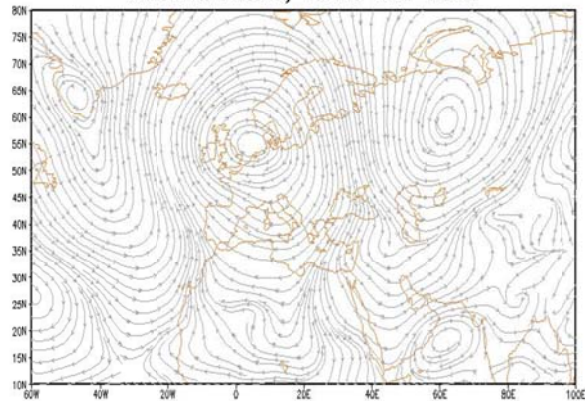
در شکل ۴ نقشه‌های ترکیبی میدان بی‌هنجاری‌های دما، سرعت باد افقی و میانگین دما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فازهای مثبت و منفی EA/WR دیده می‌شود. در هر دو فاز، بی‌هنجاری دمای مرکز ۳ بزرگ‌تر از مرکز ۲ (اروپا) است و محدوده گسترش بی‌هنجاری دمای مرکز ۳ مشابه مناطق بی‌هنجاری گردشی (شکل‌های ۳-الف و ۳-ب) نیمه شرقی دریای مدیترانه و شمال‌شرق آفریقا را دربر گرفته است.

Streamline Anomaly 850mb NDJF EAWR-



(ب)

Streamline Anomaly 850mb NDJF EAWR+



(الف)

شکل ۳. میدان بی‌هنجاری خطوط جریان سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فازهای بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب).

همچنین با توجه به بی‌هنجاری شدید باد در بین مراکز اصلی بی‌هنجاری دما، فرارفت‌های دمایی در این مناطق شکل می‌گیرند. در فاز مثبت (شکل ۴-الف)، بی‌هنجاری مثبت و گسترده دمایی در منطقه اروپا تقریباً منطبق بر بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی (شکل ۲-الف) است. علت تشکیل این بی‌هنجاری دمایی وجود پشته ارتفاع دینامیکی و افزایش ضخامت ستون جو در منطقه بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی است. گردش و اچرخندی دینامیکی سبب فرونشینی هوا، افزایش جذب تابش خورشیدی و افزایش دما می‌شود. منظور از دینامیکی بودن بی‌هنجاری‌ها، هم‌فاز بودن آنها در تمام ترازهای جو است. معمولاً ساختار قائم الگوی دورپیوندهای میان‌بسامد در سطوح زیرین و زیرین وردسپهر هم‌فاز بودن تغییرات کمیت‌های جوی را نشان می‌دهد (هاسکینز و کارولی، ۱۹۸۱).

در فاز مثبت (شکل ۴-الف)، در غرب روسیه، جنوب-غرب آسیا و ایران کاهش دما دیده می‌شود. وجود جریانات قوی شمالی سبب فرارفت هوای سرد بین دو مرکز بی‌هنجاری اروپا و روسیه و افت دمایی شدیدتر در این منطقه نسبت به مرکز اروپا شده است. همچنین به دلیل فرارفت یادشده، ناوهای در میانگین دمای این تراز در غرب روسیه واقع در پادجریان سوی ناوه ارتفاع دینامیکی (شکل ۲-الف) تشکیل شده است. بر روی ایران،

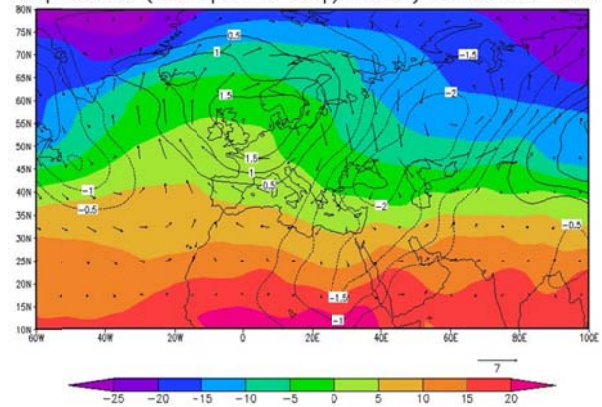
به‌خصوص نیمه شرقی آن، جهت بی‌هنجاری بردار باد جنوب‌غربی است و برای ایران فرارفت هوای گرم و مرطوب به‌همراه دارد. در فاز منفی (شکل ۴-ب)، نیمه غربی اروپا با توجه به فرارفت هوای سرد در شرق اقیانوس اطلس و کاهش ضخامت ستون جو ناشی از وجود بی‌هنجاری منفی ارتفاع در اروپا، کاهش نسبی دما دارد؛ اگرچه بی‌هنجاری دمای مرکز اروپا ضعیف‌تر از فاز مثبت است که دلیل آن نوسانات ارتفاعی کمتر این مرکز در فاز منفی نسبت به فاز مثبت می‌باشد (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب). در فاز منفی جهت شمال‌سوی بی‌هنجاری بردار باد سبب فرارفت گرم در شرق اروپا و غرب روسیه می‌شود.

به‌دلیل تشابه نتایج الگوی میدان فشار سطح دریا با کار مقصودی فلاح و همکاران (۱۳۹۵)، در این قسمت فقط به ذکر برخی از موارد جدید اشاره می‌شود. نتایج حاکی از آن است که مرکز شماره ۴ (شرق آسیا) در الگوی بی‌هنجاری فشار سطح دریا مشارکتی ندارد و باوجود ضعیف بودن بی‌هنجاری‌های جنوب‌غرب آسیا در هر دو فاز، به نظر می‌رسد کشور ایران تا حدودی تحت تأثیر بی‌هنجاری فشار مرکز غرب روسیه است. در این نقشه‌ها، مشابه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و برخلاف ترازهای بالاتر، نفوذ بی‌هنجاری مرکز اروپا به شمال آفریقا وجود دارد.

Temp Mean & (Wind Speed & Temp) Anomaly 850mb NDJF EAWR-

(ب)

Temp Mean & (Wind Speed & Temp) Anomaly 850mb NDJF EAWR+



شکل ۴. میدان بی‌هنجاری‌های دما (پریندها با بازه ۰/۵ درجه سلسیوس)، بردار باد افقی (پیکان‌ها) و میانگین دما (نواحی رنگ‌آمیزی شده) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فازهای بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب). مقیاس تنیدی بردار باد برحسب متر بر ثانیه در پایین شکل ترسیم شده است.

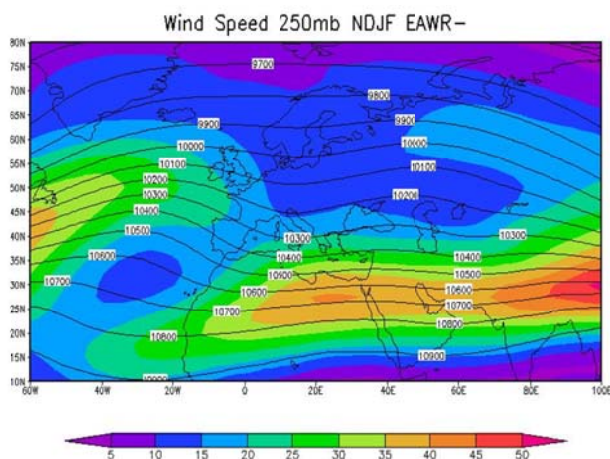
۳-۴. سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال

در این قسمت به اثرات دورپیوند EA/WR بر سطوح زیرین وردسپهر که محل عبور جریان‌های جتی و موج‌بر امواج کژفشاری (چنگک و یو، ۱۹۹۹) در جنوب و جنوب‌غرب آسیا است، می‌پردازیم. با توجه به تشابه الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و تراز میانی جو، فقط به نتایج مهم اشاره می‌شود. شدت بی‌هنجاری‌ها در اوراسیا در فاز مثبت ۲۰ ژئوپتانسیل‌متر و در فاز منفی حدود ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر نسبت به سطوح میانی وردسپهر تقویت می‌شود. در جنوب شرق ایران، در فاز منفی بی‌هنجاری ۲۰- ژئوپتانسیل‌متر و در فاز مثبت بی‌هنجاری ۱۰+ ژئوپتانسیل‌متر که تقویت پراارتفاع جنب‌حاره‌ای را در پی دارد، دیده می‌شود. در هر دو فاز، بی‌هنجاری‌های این منطقه نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب) حدود ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر تقویت شده و در عرض‌های بالاتر قرار دارند.

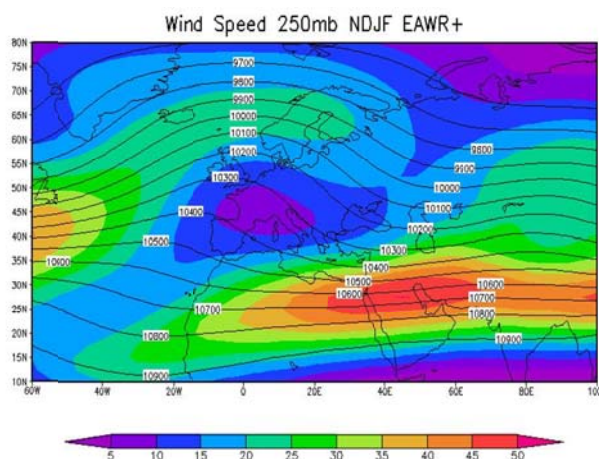
شکل ۵ میانگین سرعت باد افقی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در دو فاز مثبت و منفی دورپیوند را نشان می‌دهد. با مقایسه نتایج دو فاز می‌توان انتظار داشت که در فاز مثبت، به‌علت کشیدگی و تقویت جریان جتی توفان

اطلس در شمال اروپا (حدود مدار ۶۵ درجه شمالی)، مسیر چرخندهای اطلس شمالی به سمت شمال اروپا باشد. در واقع این مسیر توصیف‌کننده مسیر عبور چرخندهای اطلس شمالی یا بسته موج‌های کژفشار در این فاز است. در فاز منفی، جریان جتی اطلس به غرب اروپا کشیده شده و با انحنای واچرخندی و عبور از مدار ۴۵ درجه شمالی، دارای جهت‌گیری جنوب‌شرق‌سو به سمت غرب و شمال مدیترانه است که می‌تواند بیانگر گسترش مسیر توفان‌های اطلس به این مناطق باشد. در فاز مثبت، جریان جتی جنب‌حاره‌ای در جنوب خاورمیانه قوی‌تر بوده و جهت‌گیری آن کمی قطب‌سوتر از فاز منفی است که با توجه به قرار گرفتن جریان جتی در جریان‌سوی ناوه خاورمیانه، شرایط مناسب‌تری برای فعالیت کژفشاری و ناپایداری در خاورمیانه فراهم می‌کند. در فاز منفی، جریان جتی خاورمیانه جهت‌گیری مداری‌تری نشان می‌دهد.

در نقشه بی‌هنجاری بردار باد سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت (منفی)، بی‌هنجاری جنوب‌سوی (شمال‌سو) باد ۱۰ تا ۱۵ متر بر ثانیه در شرق اروپا دیده می‌شود که نسبت به ترازهای زیرین جو (شکل ۴-الف) تقویت شده است.



(ب)



(الف)

شکل ۵. میانگین همادی سرعت باد افقی (رنگ‌آمیزی شده برحسب متر بر ثانیه) و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (پرندها با بازه ۱۰۰ ژئوپتانسیل‌متر) برای فازهای بحرانی: الف) مثبت و ب) منفی.

جت باشد. بخش‌های شمالی و شرقی اروپا تا شمال دریای خزر و دریای سیاه بی‌هنجاری مثبت دارند که بیانگر افزایش تعداد پیچک‌های عبوری یا تقویت چرخندها در این مناطق است. ضمناً ناحیه مرکزی اطلس شمالی نیز با توجه به گستردگی نصف‌النهاری مسیر توفان اطلس افزایش انرژی جنبشی پیچکی دارد.

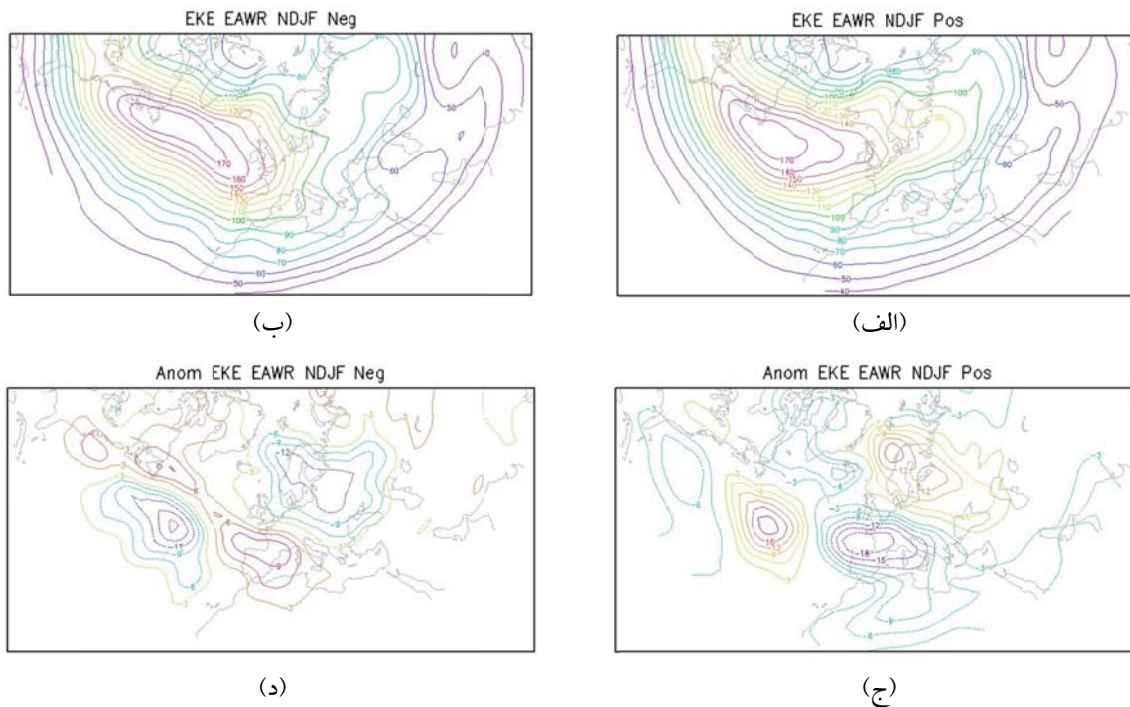
در فاز منفی (شکل ۶-ب)، هسته بیشینه انرژی جنبشی مسیر توفان اطلس پهنای کمتری دارد و از غرب تا مرکز اطلس شمالی شرق سو است؛ ولی در ادامه جهت‌گیری جنوب شرق سو به سمت جنوب غرب اروپا و مدیترانه داشته و از آنجا با جهت شرق سو تا شرق مدیترانه نیز گسترش یافته است. با تعقیب پربند $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ به وضوح کاهش انرژی جنبشی پیچکی در شمال و شرق اروپا نسبت به فاز مثبت مشخص می‌شود. در این فاز، برعکس فاز مثبت، زبانه کمینه انرژی جنبشی پیچکی که بر روی شمال ایران قرار دارد، گستردگی بیشتری نسبت به فاز مثبت داشته و تا شرق اروپا را دربر می‌گیرد.

در نقشه بی‌هنجاری انرژی جنبشی پیچکی مربوط به فاز منفی (شکل ۶-د)، در امتداد نواری از غرب تا شرق اقیانوس اطلس و نیمه غربی دریای مدیترانه، افزایش انرژی جنبشی پیچکی در راستای تقریباً مدارای دیده می‌شود که بیانگر تقویت و فعالیت بیشتر مسیر توفان اطلس است. با توجه به مسیر توفان‌های اطلس به سمت غرب و جنوب اروپا، بخش‌های جنوبی و شمال شرق اقیانوس اطلس، شرق و شمال اروپا و غرب روسیه کاهش انرژی جنبشی پیچکی نسبت به میانگین بلندمدت دارند. این نتایج با نتایج نیسن و همکاران (۲۰۱۰) که نشان دادند در فاز منفی EA/WR فراوانی چرخندها در شمال مدیترانه بیشتر از میانگین است، هم‌خوانی دارد. مقایسه الگوی بی‌هنجاری‌های انرژی جنبشی پیچکی در دو فاز (شکل‌های ۶-ج و ۶-د)، حاکی از تقویت بی‌هنجاری‌ها در فاز مثبت نسبت به فاز منفی است.

در جنوب ایران بین مدار ۲۵ درجه تا ۳۵ درجه شمالی، در فاز مثبت (منفی) تقویت (تضعیف) مؤلفه جنوب غربی باد میانگین بین ۷ تا ۱۰ متر بر ثانیه سبب تقویت (تضعیف) جریان جت جنب‌حاره‌ای بر روی ایران و جهت‌گیری شمال شرق سوی (مداری) آن می‌شود. در فاز مثبت، جنوب شرق ایران که با بی‌هنجاری گردش و اچرخندی و تقویت پرارتفاع جنب‌حاره همراه است، در جنوب جریان جتی قوی (شکل ۵-الف) قرار داشته و شرایط دینامیکی پایداری بر آن حاکم است (شکل‌ها ارائه نشده است).

۵. تحلیل میانگین همادی جملات معادله انرژی جنبشی پیچکی

در این بخش با استفاده از روش انرژی تیک به بررسی آثار بی‌هنجاری‌های بخش قبل بر مسیرهای توفان اطلس و مدیترانه و پیچک‌های گذرا در منطقه جنوب غرب آسیا می‌پردازیم. میانگین همادی توزیع انرژی جنبشی پیچکی از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شمالی برای فازهای بحرانی مثبت و منفی EA/WR در شکل‌های ۶-الف و ۶-ب و بی‌هنجاری آن نسبت به میانگین بلندمدت در شکل‌های ۶-ج و ۶-د ارائه شده است. در فاز مثبت (شکل ۶-الف)، هسته بیشینه انرژی جنبشی پیچکی اطلس شمالی در بخش‌های مرکزی اطلس شمالی با پهنای نصف‌النهاری زیاد از بریتانیا و جنوب اسکاندیناوی گذر کرده و تا مرکز روسیه گسترش یافته است. پربند $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ تأثیر این بیشینه و تقویت آن را تا شمال دریای سیاه و دریای خزر نشان می‌دهد. با توجه به نقشه بی‌هنجاری فاز مثبت (شکل ۶-ج)، غرب و جنوب اروپا تا شمال آفریقا که متأثر از گردش و اچرخندی هستند، نسبت به میانگین بلندمدت کاهش انرژی جنبشی پیچکی دارند. در بخش‌های جنب‌حاره‌ای خاورمیانه نیز افت انرژی جنبشی دیده می‌شود که این کاهش می‌تواند به علت تقویت پرارتفاع و جت جنب‌حاره در اثر شکل‌گیری گردش و اچرخندی بی‌هنجار در استواسوی

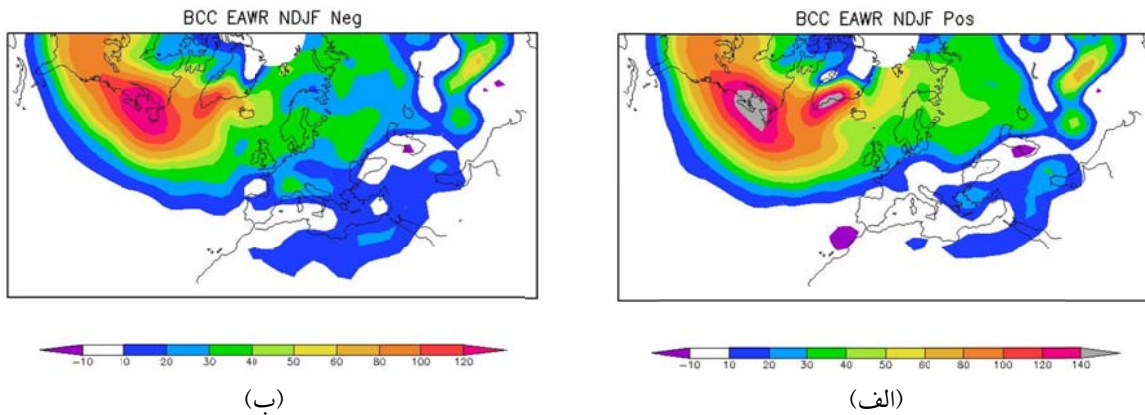


شکل ۶. میانگین انرژی جنبشی پیچکی و بی‌هنجاری آن نسبت به میانگین بلندمدت در فازهای بحرانی مثبت (الف، ج) و منفی (ب، د) EA/WR. بازه پربندی در شکل‌های الف و ب $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ و در شکل‌های ج و د $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ می‌باشد.

در شرق اروپا و غرب روسیه است. این مسیر با تقویت و گسترش جریان جتی اطلس نیز همراه است (شکل ۵-الف).

همچنین مرکز بیشینه دیگری در فاز مثبت در شرق دریای اژه دیده می‌شود که ارتباطی با مناطق تبدیل کُرفشاری قوی اطلس ندارد. در فاز منفی (شکل ۷-ب)، در امتداد سواحل شمالی مدیترانه مقادیر مثبت تبدیل کُرفشاری وجود دارد که از سمت شمال غرب به زبانه بیشینه فعالیت توفان‌های اطلس که در عرض‌های جنوبی‌تر نسبت به فاز مثبت قرار دارند، متصل است و گسترش مسیر توفان اطلس به نیمه جنوبی اروپا را تأیید می‌کند. عبور چرخندهای اطلس، شارهای گرمایی پیچکی را افزایش داده و باعث تقویت جملات تولید و تبدیل کُرفشار (رابطه‌های ۱ و ۲) می‌شود که در نتیجه آن، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر و انرژی جنبشی پیچکی در نیمه غربی مدیترانه افزایش می‌یابد (شکل ۶-د).

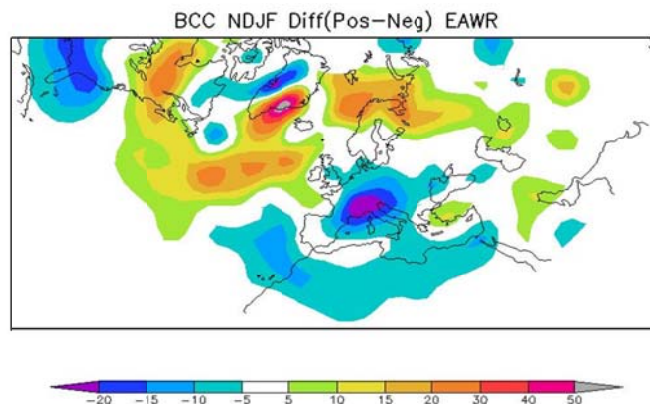
مقایسه نقشه‌های مربوط به جمله تبدیل کُرفشاری در فازهای بحرانی مثبت و منفی (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب) نشان می‌دهد که در فاز مثبت، بیشتر مناطق به‌جز بخش‌های مرکزی و جنوب اروپا مقادیر بزرگ‌تر دارند. در فاز مثبت (شکل ۷-الف)، کشیدگی زبانه بیشینه تبدیل کُرفشاری از مرکز اطلس شمالی به سمت شمال شرق اطلس بوده و از آنجا زبانه‌هایی در جهت جنوب شرق تا شرق دریای خزر و شمال دریای سیاه گسترش می‌یابد. علت شکل‌گیری مناطق بیشینه فوق، فرارفت گسترده هوای گرم از غرب اروپا تا شمال شرق اطلس و نیز فرارفت هوای سرد در شرق اروپا است که در اطراف مرکز بی‌هنجاری واچرخندی اروپا قرار دارند (شکل ۴-الف). فرارفت سرد شدید از شمال اروپا به سمت شمال دریای خزر و دریای سیاه باعث تقویت کُرفشاری شده که عامل تقویت انرژی جنبشی پیچکی (شکل ۶-ج) و شکل‌گیری مسیرهای جدید برای رشد یا عبور سامانه‌های چرخندی



شکل ۷. مقادیر جمله تبدیل کثرفشار (برحسب $m^2 s^{-2} day^{-1}$) در فازهای بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب) EA/WR.

تقویت شار قائم بالاسوی گرما و افزایش تبدیل کثرفشار در جنوب غرب آسیا است. مرکز بیشینه‌ای که در فاز مثبت در شرق دریای اژه وجود دارد (شکل‌های ۷-الف و ۸)، با مناطق تبدیل کثرفشار قوی اطلس در ارتباط نیست. بنابراین هرچند در فاز مثبت چرخندزایی شرق مدیترانه و جنوب غرب آسیا قوی‌تر از فاز منفی است، ولی به دلیل استقرار گردش و اچرخندی بر روی اروپا و شمال آفریقا، این چرخندها ارتباط کمتری با مسیر توفان اطلس دارند. نتیجه عدم ارتباط مذکور در فاز مثبت، کاهش عبور چرخندها از اقیانوس اطلس به سمت شمال آفریقا تا دریای سرخ و کاهش انرژی جنبشی پیچکی (شکل ۶-ج) و تبدیل کثرفشار این مناطق نسبت به فاز منفی است.

برای بررسی دقیق‌تر منطقه جنوب غرب آسیا، اختلاف تبدیل کثرفشار در دو فاز در شکل ۸ ارائه شده است. در فاز مثبت، مقادیر این جمله در اکثر بخش‌های اقیانوس اطلس بزرگ‌تر از فاز منفی است که تقویت توفان‌های اطلس را نشان می‌دهد. همچنین یکی از مناطق بیشینه وردایی این جمله، در امتداد نواری از شمال اروپا تا غرب روسیه است. در جنوب غرب ایران نیز در هر دو فاز مقدار بیشینه‌ای وجود دارد که در فاز مثبت قوی‌تر بوده و تا شرق دریای سرخ گسترش دارد (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب). از آنجا که سطوح زیرین تا میانی وردسپهر بیشترین سهم را در تبدیل کثرفشار دارند، با توجه به بی‌هنجاری خطوط جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت (شکل ۳-الف)، شکل‌گیری گردش چرخندی از شرق مدیترانه به سمت دریای سرخ و سپس جنوب غرب ایران، عامل



شکل ۸. اختلاف تبدیل کثرفشار بین دو فاز بحرانی مثبت و منفی EA/WR (برحسب $m^2 s^{-2} day^{-1}$).

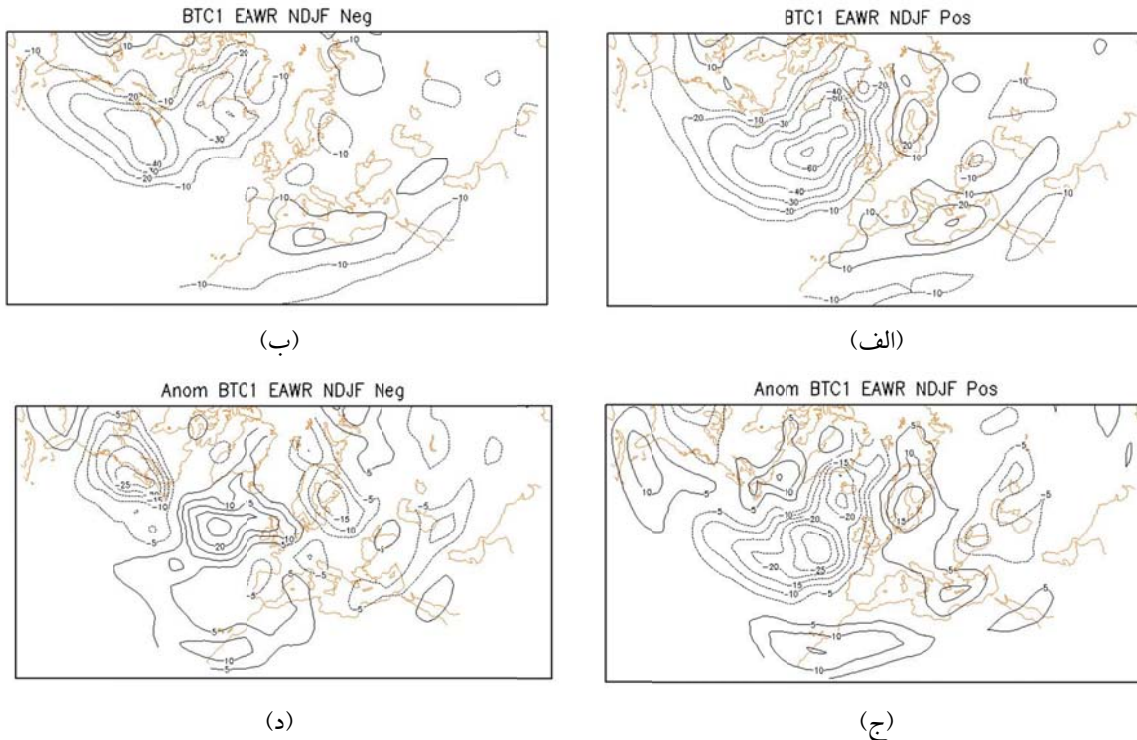
در شکل ۸ دلیل اصلی تفاوت قابل توجه بین دو فاز در جنوب اروپا و شمال آفریقا تغییر گردش‌های جوی بر روی اروپا است که افزایش (کاهش) عبور و شکل‌گیری پیچک‌های گذرا در فاز منفی (مثبت) را موجب می‌شود. در نظریه تکوین جریان‌سو، هرچند سهم جمله تبدیل کژفشار در پادجریان‌سوی مسیر توفان و ایجاد چرخندهای اولیه حائز اهمیت است (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲)، ولی سهم جمله همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی، به‌ویژه در مناطق با کژفشاری ضعیف، در گسترش جریان‌سوی مسیر توفان اهمیت بیشتری دارد (چنگ و ارلانسکی، ۱۹۹۳).

مقادیر جمله تبدیل فشارورد در ورودی مسیرهای توفان مثبت بوده که بیانگر تقویت پیچک است؛ ولی در انتهای مسیر توفان این جمله منفی است و به‌عنوان چاهه انرژی جنبشی پیچکی (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲) و چشمه انرژی جنبشی میانگین جو محسوب می‌شود. با مقایسه تبدیل فشارورد در فازهای مثبت و منفی EA/WR (شکل‌های ۹-الف و ۹-ب) مشاهده می‌شود که مقادیر این جمله در فاز مثبت قوی‌تر از فاز منفی است. در فاز مثبت، کشیدگی شمال‌شرق‌سوی زبانه منفی تبدیل فشارورد در اطلس شمالی (شکل ۹-الف) و بی‌هنجاری منفی شدید این جمله نسبت به میانگین بلندمدت (شکل ۹-ج) نشان‌دهنده میرایی فشارورد قوی‌تر در امتداد مسیر توفان اطلس (شکل ۶-الف) است که با تقویت و کشیدگی شمال‌شرق‌سوی جت اطلس تا شمال اروپا همراه است (شکل ۵-الف).

در شمال اروپا و شرق دریای سیاه تفاوت محسوسی بین مقادیر تبدیل فشارورد در دو فاز مثبت و منفی وجود دارد که این تفاوت در الگوهای بی‌هنجاری بهتر دیده می‌شود (شکل ۹). در فاز مثبت، وجود بی‌هنجاری مثبت تبدیل فشارورد در منطقه شمال اروپا و اسکاندیناوی (شکل ۹-

ج) که در پادجریان‌سوی محدوده بیشینه افزایش انرژی جنبشی پیچکی (شکل ۶-ج) و افزایش تبدیل کژفشار (شکل ۸) قرار دارد، نشان‌دهنده آن است که در این منطقه علاوه بر عامل تبدیل کژفشار، تبدیل فشارورد انرژی جنبشی جریان میانگین به پیچک‌ها نیز قوی است. وجود دو مرکز بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد، یکی در شمال دریاچه آرال و دیگری در شرق دریای سیاه (شکل ۹-ج) که در جریان‌سوی بیشینه افزایش انرژی جنبشی واقع هستند (شکل ۶-ج)، می‌تواند مناطق احتمالی برای میرایی چرخندهای شمال اروپا باشد. این فرضیه در نقشه‌های همگرایی شار کل و شار آزمینگردی ارتفاع ژئوپتانسیلی بیشتر بررسی می‌شود. در فاز منفی، در شرق منطقه اسکاندیناوی، برعکس فاز مثبت، مقادیر تبدیل فشارورد و بی‌هنجاری آن منفی بوده (شکل‌های ۹-ب و ۹-د) که کاهش انرژی جنبشی پیچکی را به دنبال دارد (شکل ۶-د). دلیل احتمالی آن با توجه به انحراف مسیر توفان اطلس به سمت غرب و جنوب اروپا، کاهش چرخندهای عبوری از شمال اروپا نسبت به شرایط میانگین است که موجب کاهش انرژی جنبشی در مناطق جریان‌سو (غرب روسیه) می‌شود.

در فاز مثبت، تبدیل فشارورد و بی‌هنجاری آن در منطقه شرق مدیترانه مثبت است (شکل‌های ۹-الف و ۹-ج) که بیانگر تقویت پیچک‌ها به هزینه انرژی جنبشی میانگین جو می‌باشد. با توجه به شکل ۹-الف مشاهده می‌شود که زبانه تبدیل فشارورد مثبت از شرق مدیترانه تا مرکز ایران گسترش مداری دارد که می‌تواند معرف مسیر مداری عبور چرخندها باشد. از آنجا که جمله تبدیل فشارورد برابر حاصل ضرب شار تکانه پیچکی در شیو نصف‌النهاری میانگین باد مداری با علامت مخالف است، در نتیجه مقادیر این جمله به‌طور معمول در شمال جت جنب‌حاره مثبت و در جنوب آن منفی خواهد بود.



شکل ۹. میانگین جمله اول تبدیل فشارورد و بی‌هنجاری آن نسبت به میانگین بلندمدت در فازهای بحرانی مثبت (الف، ج) و منفی (ب، د) EA/WR. بازه پربندی در شکل‌های الف و ب $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ و در شکل‌های ج و د $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ است.

مثبت (منفی) در شمال (جنوب) محور جت (شکل ۹-ب) می‌شود. بنابراین بر روی ایران که به‌طور اقلیمی در شمال محور جت جنب‌حاره واقع است، بیشینه بی‌هنجاری منفی و در شرق دریای سرخ بی‌هنجاری مثبت تبدیل فشارورد شکل می‌گیرد (شکل ۹-د) که این موضوع در مبحث شار کل انرژی دقیق‌تر بررسی خواهد شد.

شکل ۱۰ میانگین همگرایی شار کل انرژی، بردار شار انرژی و بی‌هنجاری آنها نسبت به میانگین بلندمدت را در دو فاز بحرانی مثبت و منفی EA/WR با تمرکز بر اوراسیا نشان می‌دهد. در فاز مثبت، جهت جنوب شرق سوی بردار شار انرژی از شمال اروپا و شمال آسیا به سمت دریای سیاه و شمال دریای خزر به چشم می‌خورد (شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ج) که بیانگر انتقال انرژی از عرض‌های بالاتر به این نواحی است. افزایش انرژی جنبشی پیچکی (شکل ۶-الف) همراه با زبانه تبدیل کُزفشار قوی در مسیرهای فوق (شکل ۷-الف) فرضیه افزایش چرخندزایی یا افزایش عبور چرخندهای اطلس را تأیید می‌کند. با

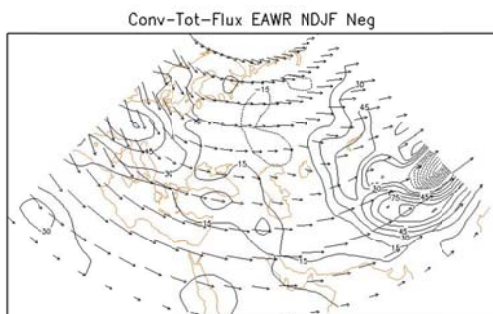
با توجه به تقویت جت و افزایش شیو باد در فاز مثبت EA/WR، انتظار تقویت مقادیر مثبت تبدیل فشارورد در شمال و مقادیر منفی در جنوب جت وجود دارد؛ ولی برعکس این وضعیت دیده می‌شود، به‌طوری که بر روی ایران بی‌هنجاری منفی و در منطقه دریای سرخ بی‌هنجاری مثبت استقرار دارد (شکل ۹-ج). این وضعیت احتمالاً به دلیل میرایی فشارورد بیشتر از میانگین بلندمدت چرخندهای شرق مدیترانه در شمال محور جت و کاهش میرایی در جنوب آن است.

در فاز منفی، باوجود گسترش فعالیت چرخندهای اطلس بر روی مدیترانه (شکل ۶-ب)، بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد در شرق مدیترانه (شکل ۹-د) می‌تواند به دلیل میرایی بیشتر چرخندها نسبت به میانگین بلندمدت در این منطقه باشد. اگرچه زبانه بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد شرق مدیترانه تا مرکز ایران گسترش دارد، ولی عامل دینامیکی آن متفاوت است. تضعیف جت جنب‌حاره باعث کاهش شیو باد مداری و تضعیف تبدیل فشارورد

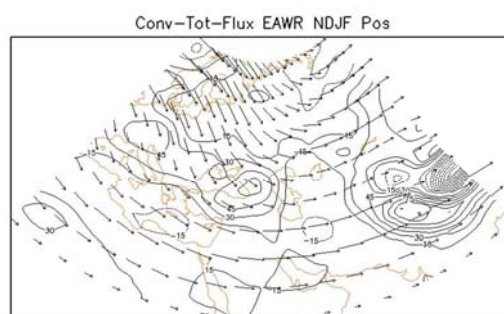
بیانگر انتقال کمتر انرژی و حتی قطع ارتباط مسیر توفان اطلس با بخش‌های جنوبی اروپا و چرخندهای مدیترانه است. در فاز منفی، بزرگی بردار شار کل انرژی در شمال اروپا کمتر از فاز مثبت است؛ اگرچه بردار شار در شمال اروپا ابتدا جهت جنوب شرق سو دارد ولی در جریان سو، راستای آن مداری شده و برعکس فاز مثبت تا عرض‌های پایین گسترش نمی‌یابد. همچنین منطقه همگرایی ضعیفی که در جنوب دریای سیاه دیده می‌شود (شکل ۱۰-ب)، با توجه به جهت بردار شار، انرژی خود را از غرب اروپا دریافت می‌کند؛ هرچند این منطقه نسبت به میانگین بلندمدت کاهش همگرایی شار انرژی (شکل ۱۰-د) دارد. به دلیل وجود بی‌هنجاری مثبت شار کل در جنوب دریای اژه و تقویت بردار شار انرژی شرق سو (شکل ۱۰-د) بر روی مدیترانه، به نظر می‌رسد که در فاز منفی مسیر توفان‌های اطلس و مدیترانه تا شرق مدیترانه گسترش یابند.

توجه به وجود بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد در شرق دریای سیاه و شمال دریای آرال (شکل ۹-ج)، منطقه احتمالی بیشینه میرایی چرخندهای انتقالی به شمال دریای سیاه در محدوده شرق دریای سیاه است، هرچند مسیر چرخندی فوق تا شمال غرب ایران گسترش دارد (شکل‌های ۷-الف و ۱۰-ج). محدود میرایی چرخندهای انتقالی به شمال دریای خزر نیز در محدوده دریاچه آرال است.

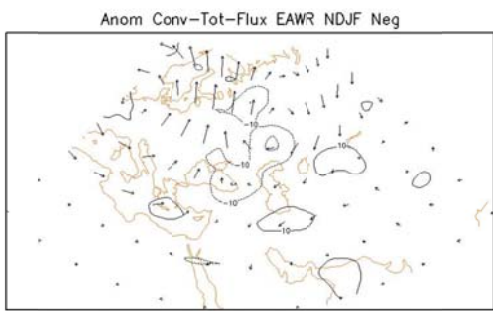
در بخش‌های غربی و جنوب اروپا در هر دو فاز (شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ب)، همگرایی شار کل انرژی وجود داشته و جهت بردار شار جنوب شرق سو است؛ ضمن آن که بزرگی آن در فاز منفی به مراتب بیشتر از فاز مثبت است. در فاز مثبت، اروپا و دریای مدیترانه با توجه به جهت غرب سوی بی‌هنجاری بردار شار انرژی، بی‌هنجاری منفی شار کل انرژی دارند (شکل ۱۰-ج) که



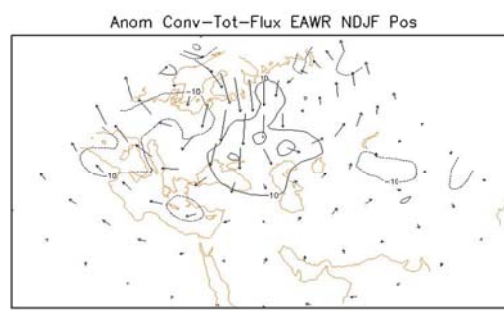
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۱۰. میانگین همگرایی شار کل انرژی و بردار شار آن و بی‌هنجاری آنها نسبت به میانگین بلندمدت در فازهای بحرانی مثبت (الف، ج) و منفی (ب، د) EA/WR. بازه پربندی در شکل‌های الف و ب $15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ و در شکل‌های ج و د $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ است. مقیاس بردار شار در پایین شکل‌ها آورده شده و محدوده جغرافیایی شکل‌ها از ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی و از ۲۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی است.

(شکل ۱۰-الف) و شار آزمینگرد در شرق دریای مدیترانه دیده می‌شود که با توجه به جهت شرق‌سوی بردارهای شار و همگرایی جریان‌سوی آن در نوار غربی و جنوبی ایران، می‌توان گفت که شرق مدیترانه محل تولید امواج برای این مناطق است. به‌علت تضعیف ارتباط انرژی چرخندهای اطلس با دریای مدیترانه در این فاز، چرخندهای شرق مدیترانه در اثر عوامل چرخندزایی و انرژی درون همین حوزه شکل می‌گیرند که مقیاس کوچک‌تر و طول عمر کمتری نسبت به چرخندهای اقیانوس اطلس و حتی مرکز مدیترانه دارند (تریگو و همکاران، ۱۹۹۹). با توجه به مطالب فوق می‌توان دلیل عدم افزایش انرژی جنبشی پیچکی در فاز مثبت در جنوب غرب آسیا و به‌ویژه بر روی ایران، علی‌رغم وجود شرایط مناسب برای عبور چرخندها و چرخندزایی قوی‌تر در جنوب غرب آسیا، را بهتر درک کرد (شکل ۶-ج). در فاز مثبت، در شمال شرق ایران مرکز واگرایی شار کل انرژی (شکل ۱۰-الف) و شار آزمینگرد دیده می‌شود. در نتیجه، این منطقه به‌دلیل کاهش چرخندهای عبوری مانند چاهه انرژی جنبشی پیچکی عمل می‌کند، هرچند می‌تواند محل تولید موج برای مناطق جریان‌سوی خود باشد.

در فاز منفی، کاهش شار آزمینگرد و انرژی کل دریافتی در غرب روسیه و شرق اروپا (شکل ۱۰-ب) و نیز بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد در شرق اسکاندیناوی (شکل ۹-د) بیانگر تضعیف مسیر توفان اطلس در شمال اروپا است که باعث کاهش شدید و گسترده انرژی جنبشی پیچکی در نیمه شمالی اروپا و نیمه غربی روسیه می‌شود (شکل ۶-د). در این فاز، در مرکز و جنوب مدیترانه منطقه واگرایی قوی شار آزمینگرد شکل گرفته که جهت بردار شار آزمینگرد در آنجا جنوب شرق و شرق‌سو است و انرژی از این منطقه به سمت دریای سرخ و شرق مدیترانه منتقل می‌شود. براساس شکل ۱۰-د می‌توان گفت که شار انرژی دریافتی در دریای سرخ (شرق مدیترانه) کمتر (بیشتر) از میانگین بلندمدت است. بنابراین در فاز منفی، در دریای سرخ (شرق مدیترانه) چرخندهای

افزایش همگرایی شار کل انرژی در جنوب دریای اژه نشانگر افزایش چرخندهای عبوری از شمال شرق مدیترانه است. علاوه بر شرق مدیترانه، در غرب و جنوب اروپا نیز افزایش همگرایی شار کل وجود دارد. در فاز منفی، برعکس فاز مثبت، در غرب روسیه، اسکاندیناوی، شرق اروپا و همچنین شرق دریای سیاه و شمال دریای خزر که در محدوده بی‌هنجاری گردش و اچرخندی EA/WR قرار دارند، کاهش همگرایی شار کل دیده می‌شود (شکل ۱۰-د) که با کاهش انرژی جنبشی در این مناطق انطباق دارد (شکل ۶-د) و بیانگر کاهش فعالیت و عبور سامانه‌های چرخندی و همچنین انتقال انرژی از این مناطق به عرض‌های بالاتر است.

به نظر می‌رسد افزایش همگرایی شار کل در فاز منفی بر روی ایران (شکل ۱۰-د)، با توجه به جهت بی‌هنجاری بردار شار جنوب غرب‌سو و گردش و اچرخندی مرکز غرب روسیه (شکل ۳-ب)، در اثر بی‌هنجاری فرارفت انرژی از سمت شمال شرق به سمت ایران بوده و ربطی به انتشار شرق‌سوی چرخندهای مدیترانه‌ای و افزایش فعالیت آنها ندارد. در فاز منفی، به‌علت حاکمیت گردش و اچرخندی و تضعیف جت جنب‌حاره در جنوب غرب آسیا و نیز میرایی چرخندهای مدیترانه در مناطق شرقی آن (شکل ۹-د)، انتشار شرق‌سوی چرخندهای مدیترانه و چرخندزایی در جنوب غرب آسیا تضعیف می‌شود.

از آنجا که الگوی نقشه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی و بردار شار آن شباهت زیادی به نقشه‌های شار کل انرژی دارد، بدین علت بدون ارائه شکل به اختصار نتایج مهم آن ذکر می‌شود. در فاز مثبت، مرکز واگرایی در شمال اروپا (جنوب اسکاندیناوی) وجود دارد و جهت بردارهای شار از این منطقه به سمت شرق دریای سیاه بوده و با همگرایی شار آزمینگرد در آن منطقه همراه است. در نتیجه منطقه واگرایی واقع در پادجریان‌سو را می‌توان عامل دیگری برای تقویت فعالیت چرخندها در مسیر شمال اروپا به شرق دریای سیاه تلقی کرد.

در فاز مثبت، یک منطقه واگرایی قوی از شار کل انرژی

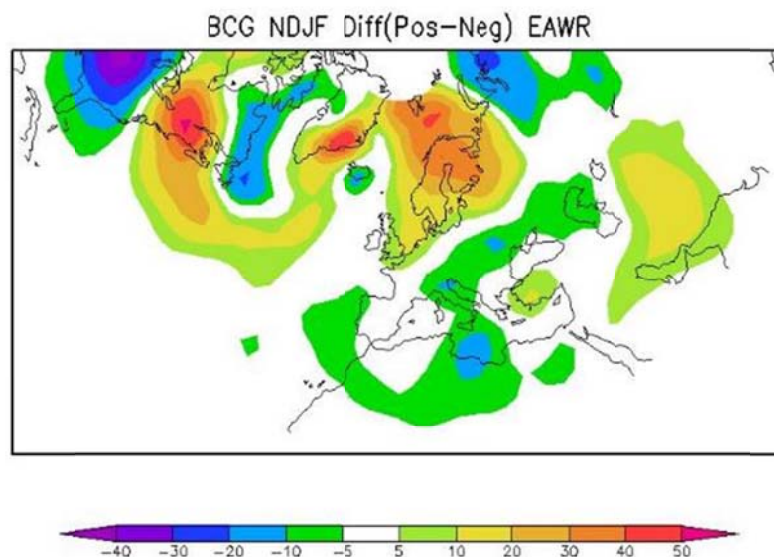
ورودی کاهش (افزایش) یافته و به علت میرایی کمتر (بیشتر) چرخندها نسبت به میانگین بلندمدت، تبدیل فشارورد کاهش (افزایش) می‌یابد (شکل ۹-د). عبور بیشتر چرخندهای در مرحله میرایی از چرخه عمر خود، باعث افزایش تبدیل فشارورد می‌شود و در نتیجه فرضیه میرایی چرخندهای مدیترانه و اطلس در شرق و شمال شرق مدیترانه در فاز منفی EA/WR بیشتر تأیید می‌شود.

جمله تولید کژفشار که در اثر شار قطب‌سوی گرما ایجاد می‌شود، چشمه انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی و جمله تبدیل کژفشار (BCC) چاهه آن محسوب می‌شوند. در هنگام تشکیل یا تقویت چرخندهای همدیدی در مناطق کژفشاری قوی، شار قطب‌سو و بالاسوی گرما در پی یکدیگر ایجاد می‌شوند و در نتیجه مناطق تولید کژفشار تقریباً بر مناطق تبدیل کژفشار منطبق بوده یا در پادجریان‌سوی آن قرار می‌گیرند. بنابراین الگوی آنها شباهت زیادی به یکدیگر دارد؛ از این رو در ادامه به تفسیر نتایج حاصل از تفاضل این جمله در دو فاز مثبت و منفی (شکل ۱۱) اکتفا می‌شود. یکی از مناطق با وردایی زیاد تولید کژفشار در دو فاز، محدوده دریای بارنتز و اسکاندیناوی است که در فاز مثبت (منفی) بی‌هنجاری مثبت (منفی) شدید دارد. در فاز مثبت، با توجه به قرار گرفتن این محدوده در پادجریان‌سوی مسیر تقویت فعالیت پیچکی از شمال اروپا تا جنوب غرب روسیه (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب)، افزایش تولید کژفشار انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر لازم برای تقویت مسیر چرخندی فوق را فراهم می‌آورد. در فاز منفی، کاهش تولید کژفشار تا بریتانیا را دربر گرفته و در کنار نقش منفی سایر جملات باعث کاهش انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر لازم برای فعالیت چرخندهای اطلس شمالی به سمت غرب روسیه می‌شود.

منطقه دیگر وردایی زیاد تولید کژفشار بین دو فاز، شمال

دریای آدریاتیک به سمت شمال دریای سیاه و نیمه شمالی دریای خزر است. این مناطق در فاز مثبت دارای تولید کژفشار کمتر از میانگین بلندمدت و در فاز منفی معادل آن هستند. بی‌هنجاری منفی تولید کژفشار که در فاز مثبت EA/WR از شمال دریای سیاه تا شمال دریای آرال گسترش دارد، با بی‌هنجاری مثبت همگرایی شار کل انرژی (شکل ۱۰-ج) و نیز بی‌هنجاری منفی تبدیل فشارورد در جریان‌سوی همگرایی فوق (شکل ۹-ج) انطباق دارد. در نتیجه محدوده میرایی مسیر چرخندی شمال اروپا تا جنوب غرب روسیه را می‌توان در اطراف دریای سیاه تا دریای آرال دانست و چرخندزایی در آن مناطق باعث تضعیف تولید کژفشار می‌شود. این منطقه در فاز منفی مقادیر تولید کژفشار در حد میانگین بلندمدت دارد.

در محدوده شمال آفریقا و مرکز مدیترانه، تولید کژفشار مشابه تبدیل کژفشار (شکل ۸) در فاز منفی قوی‌تر از فاز مثبت است و اختلاف آن در دو فاز به صورت زبانه‌ای از اقیانوس اطلس به سمت شمال شرق آفریقا دیده می‌شود. این الگو بیانگر افزایش فعالیت و عبور چرخندها از جنب‌حاره اطلس شمالی به شمال آفریقا است. همچنین افزایش تبدیل کژفشار در فاز منفی در مرکز و جنوب مدیترانه که بر منطقه بیشینه واگرایی شار آزمینگرد انطباق دارد، دو عاملی هستند که مرکز مدیترانه را به منطقه فعال تولید موج برای جریان‌سوی آن تبدیل می‌کنند، به طوری که در شمال شرق آفریقا تقویت مسیر چرخندی به صورت تقویت تبدیل کژفشاری نمایان است (شکل ۷-ب). این شرایط در فاز مثبت بین شرق مدیترانه به عنوان محل تولید موج و جنوب غرب ایران که با توجه به افزایش تبدیل کژفشاری (شکل ۷-الف) و همگرایی شار آزمینگرد محل تقویت مسیر چرخندی جنوب غرب آسیا است، شکل می‌گیرد.



شکل ۱۱. تفاضل تبدیل کُزفشار در دو فاز بحرانی مثبت و منفی EA/WR، واحد کمیت $m^2 s^{-2} day^{-1}$ است.

۶. نتیجه گیری

هدف از این تحقیق شناخت دقیق تر نحوه اثرگذاری فازهای بحرانی (قوی) مثبت و منفی الگوی دورپیوند شرق اطلس/غرب روسیه بر گردش های جوی و کمیت های هواشناختی منطقه جنوب غرب آسیا و اروپا است. برای این منظور از دو روش به موضوع پرداخته شده است. روش اول، تحلیل دینامیکی تغییرات کمیت های هواشناختی مورد مطالعه و آشنایی با الگوی قطار موج بی هنجاری های بزرگ مقیاس و همچنین بی هنجاری های منطقه ای در فازهای بحرانی مثبت و منفی این دورپیوند است. روش دوم مربوط به بررسی آثار شکل گیری این الگوها بر تبدلات انرژی تیک چرخندها با کمک معادله انرژی جنبشی پیچکی با تمرکز بیشتر بر مسیر توفان های اطلس و مدیترانه است. برای این منظور با استفاده از شاخص ماهانه EA/WR تعداد ۳۷ ماه بحرانی مثبت و ۳۸ ماه بحرانی منفی در بازه سال های ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۴ میلادی و دوره ۴ ماهه (نوامبر تا فوریه) به دست آمد. در این تحقیق از داده های بازتحلیل NCEP/NCAR استفاده شده است.

نتایج محاسبات و تحلیل انرژی تیک و همچنین بررسی بی هنجاری کمیت های هواشناختی و الگوهای گردش

در منطقه جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه، در فاز مثبت مقادیر بزرگ تر جمله تولید کُزفشار نسبت به فاز منفی دیده می شود به طوری که سه ناحیه بیشینه نسبی در دریای اژه، مابین دریای سرخ و خلیج فارس و دیگری در جنوب و شرق ایران قابل تشخیص است. این الگو تا حدودی در نقشه جمله تبدیل کُزفشار نیز وجود دارد (شکل ۸). یکی از دلایل ایجاد آن می تواند وجود گردش چرخندی در جنوب غرب آسیا در فاز مثبت (شکل ۳-الف) باشد که در مناطق جنوب و شرق ایران بی هنجاری جریانات جنوب غربی در ترازهای زیرین و رده سپهر ایجاد کرده و با افزایش شار قطب سوی گرما و رطوبت باعث تقویت تولید کُزفشار می شود. عامل دیگر تفاوت قابل توجه تولید کُزفشار نیمه شرقی کشور آن است که در فاز منفی به دلیل استقرار بی هنجاری جریانات و اچرخندی (شکل ۳-ب)، شار قطب سوی گرما ضعیف شده که بی هنجاری منفی تولید کُزفشار (شکل ارائه نشده است) و تضعیف چرخندزایی در نیمه شرقی کشور را در پی دارد. همچنین کاهش چرخندهای عبوری از مدیترانه نیز در افت تولید کُزفشار نسبت به میانگین بلندمدت تأثیرگذار است.

مدیترانه، حوزه شمال دریای سرخ نیز در انرژی‌تیک چرخندهای جنوب غرب آسیا مشارکت دارد. مقصودی فلاح و همکاران (۱۳۹۵) از یک سو تغییرات اندک کمیت آهنگ رشد ناپایداری کژفشار در فاز مثبت را به عدم تغییر شدت مسیر توفان مدیترانه بر روی جنوب غرب آسیا و از سوی دیگر وجود منطقه گسترده از بی‌هنجاری منفی تابش طول موج بلند خروجی در جنوب غرب آسیا را به عبور بیشتر سامانه‌های بارشی بر روی ایران ارتباط دادند. لازم به تاکید است که در تحلیل کمیت آهنگ رشد ناپایداری کژفشار، علاوه بر توزیع ابرناکی یا بارش، باید به بی‌هنجاری منفی دما در جنوب غرب آسیا نیز توجه داشت و اگر فقط همبستگی منفی این کمیت با بارش در نظر گرفته شود، امکان خطا در تحلیل وجود دارد. برای نمونه می‌توان به نواحی جنب‌حاره‌ای اشاره کرد که این نواحی در فاز مثبت EA/WR، علی‌رغم وجود بی‌هنجاری منفی تابش طول موج بلند، بی‌هنجاری منفی انرژی جنبشی پیچکی دارند. عامل کاهش انرژی جنبشی در نواحی جنب‌حاره‌ای ایران می‌تواند به دلیل تقویت پراارتفاع جنب‌حاره و جت مربوطه و جابه‌جایی آنها به عرض‌های بالاتر و همچنین تضعیف مسیر جنوب شرق سوی چرخندهای اطلس به سمت جنب‌حاره آفریقا باشد که منجر به کاهش انرژی جنبشی پیچکی در شمال آفریقا نیز می‌شود.

در فاز منفی، بی‌هنجاری گردش چرخندی در اروپا و واچرخندی در غرب روسیه و جنوب غرب آسیا شکل می‌گیرد؛ بنابراین در غرب و جنوب اروپا شار انرژی شرق سو و تبدیل کژفشار افزایش یافته و انرژی جنبشی پیچکی در این مناطق تقویت می‌شود. در شمال اروپا برعکس شرایط فوق رخ می‌دهد که بیانگر تقویت مسیر جنوب شرق سوی توفان اطلس به سمت جنوب اروپا و تضعیف آن در شمال اروپا و شمال آسیا است. هرچند بیشینه افزایش فعالیت پیچکی در غرب مدیترانه است، ولی با توجه به افزایش شار انرژی کل دریافتی در شرق مدیترانه و بردار شرق سوی این شار، در فاز منفی مسیر

جوی سطوح زیرین و زبرین وردسپهر نشان می‌دهد که در فاز بحرانی مثبت، با توجه به وجود بی‌هنجاری گردش چرخندی در غرب روسیه که باعث فرارفت سرد از شمال اروپا تا شرق دریای سیاه و شمال دریای خزر می‌شود، در این مناطق تبدیل کژفشار و تولید کژفشار افزایش می‌یابد. همچنین بر اساس جهت شار انرژی کل، مشاهده می‌شود که مسیرهای جدیدی برای شکل‌گیری یا افزایش ورود چرخندها از سمت شمال شرق اطلس شمالی تا جنوب غرب روسیه به وجود می‌آیند و این مسیرها می‌توانند به‌طور میانگین تا شمال غرب ایران و شمال دریای آرال را تحت تأثیر قرار دهند. به‌علاوه، به‌علت استقرار گردش واچرخندی بر روی اروپا، در بخش‌های غربی و جنوب اروپا کاهش تبدیل کژفشار و تولید کژفشار صورت گرفته و شکل‌گیری بی‌هنجاری شار انرژی غرب سو سبب کاهش شدید انرژی جنبشی پیچکی می‌شود. در نتیجه چرخندهای شرق اطلس کمتر از میانگین بلندمدت به جنوب اروپا، شمال آفریقا و به‌خصوص شرق مدیترانه وارد می‌شوند. کشیدگی زبانه بیشینه انرژی جنبشی پیچکی در مسیر شمال شرق سو از شرق اطلس شمالی تا شمال اروپا و در ادامه تا غرب روسیه که با افزایش تبدیل کژفشار نیز همراه است، بیانگر گسترش مسیر توفان اطلس تا شمال اروپا و حتی تا جنوب غرب روسیه است.

در جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه در فاز مثبت، شرایط چرخندزایی و جت جنب‌حاره‌ای، مشابه کار مقصودی فلاح و همکاران (۱۳۹۵)، قوی‌تر از میانگین بلندمدت به‌دست آمد که باعث افزایش تولید انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی و تبدیل کژفشار می‌شود. در شرق مدیترانه علاوه بر عوامل فوق، واگرایی شار آزمینگرد و انتقال شرق سوی آن سبب همگرایی انرژی در نوار غربی و جنوبی ایران می‌شود؛ بنابراین شرق مدیترانه به‌صورت منطقه فعال تولید و انتقال موج به سمت ایران یا تقویت امواج کژفشار بر روی ایران عمل می‌کند. با توجه به جهت بردار شار انرژی به نظر می‌رسد علاوه بر شرق

غرب سوی بی‌هنجاری شار انرژی و تضعیف انتشار شرق سوی امواج می‌شود.

مراجع

احمدی گیوی، ف.، محب الحجه، ع. ر. و یآوری، م.، ۱۳۸۴، مطالعه بسته موج‌های کزفشار در فوریه ۲۰۰۳، II: بررسی دینامیکی بسته‌موج‌ها از دیدگاه انرژی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۱، ۵۹-۷۸.

حسین پور، ف.، ۱۳۸۸، بررسی بی‌هنجاری آب‌وهوایی زمستان ۱۳۸۶ از دیدگاه بزرگ‌مقیاس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. مقصودی فلاح، م.، احمدی گیوی، ف.، محب الحجه، ع. ر. و نصرافهانی، م.، ۱۳۹۵، اثر الگوی دورپیوند شرق اطلس/غرب روسیه (EA/WR) بر وردایی کم‌بسامد وردسپهر در جنوب غرب آسیا، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰، ۲۵-۳۹.

Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. and Mohebalhojeh, A. R., 2014, Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track, Q. J. R. Meteorolog. Soc., 140(680), 754-765.
 Angstrom, A., 1935, Teleconnections of Climatic Changes in Present Time, Geografiska Annaler., 17, 242-258.
 Barnston, A. G. and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, Mon. Weather Rev., 115, 1083-1126.
 Benedict, J. J., Lee, S. and Feldstein, S. B., 2004, Synoptic view of the North Atlantic Oscillation, J. Atmos. Sci., 61(2), 121-144.
 Black, R. X., 1997, Deducing anomalous wave source regions during the life cycles of persistent flow anomalies, J. Atmos. Sci., 54(7), 895-907.
 Chang, E. K. M. and Orlanski I., 1993, On the dynamics of a storm track. J. Atmos. Sci., 50, 999-1015,
 Chang, E. K. M. and Yu, D. B., 1999, Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern Hemisphere winter. J. Atmos. Sci., 56, 1708-1728.
 Chang, E. K. M., 2001, The structure of baroclinic wave packets. J. Atmos. Sci., 58, 1694-1713.
 Chang, E. K. M., Lee, S. Y. and Swanson, K. L., 2002, Storm track dynamics. J. Climate., 15,

توفان اطلس تا شرق مدیترانه می‌تواند گسترش یابد. در این فاز با ایجاد واگرایی شار آزمینگرد و تقویت تولید کزفشار در بخش‌های مرکزی مدیترانه، این منطقه محل تولید موج برای شمال دریای سرخ و شرق مدیترانه می‌شود؛ در نتیجه مسیرهای چرخندی از جنوب غرب اروپا در امتداد مدیترانه و از جنب‌حاره اطلس شمالی تا شمال دریای سرخ شکل می‌گیرند. در فاز منفی، اگرچه ارتباط شرق مدیترانه با مسیر توفان اطلس برقرار است، ولی با شکل‌گیری الگوی واچرخندی دینامیکی دورپیوند EA/WR در جنوب غرب آسیا که کاهش کزفشاری و تضعیف جت جنب‌حاره‌ای را به دنبال دارد، امکان ادامه فعالیت، عبور یا تکوین جریان سوی امواج کزفشار و چرخندها در خاورمیانه بسیار ضعیف می‌شود. همچنین در این فاز بی‌هنجاری‌های انرژی‌کی شکل‌گرفته بر روی ایران ناشی از گردش واچرخندی EA/WR است که باعث جهت‌گیری 2163-2183.

Dole, R. M. and Black, R. X., 1990, Life cycles of persistent anomalies. Part II: the development of persistent negative height anomalies over the North Pacific Ocean, Mon. Weather Rev., 118(4), 824-846.
 Esbensen, S. K., 1984, A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700 mb geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, Mon. Weather Rev., 112, 2016-2032.
 Franzke, C., Feldstein, S. B. and Lee, S., 2011, Synoptic analysis of the Pacific-North American teleconnection pattern, Q. J. R. Meteorolog. Soc., 137, 329-346.
 Holton, J. R., 2004, An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier Academic Press., 535pp.
 Horel, J. D., 1981, A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500mb height field, Mon. Weather Rev., 109, 2080-2092.
 Hoskins, B. J. and Karoly, D. J., 1981, The steady linear response of aspherical atmosphere to thermal and orographic forcing, J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.
 Hoskins, B. J., James, I. N. and White, G. H., 1983, The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems, J. Atmos. Sci., 40(7), 1595-1612.
 Ionita, M., 2014, The Impact of the East

- Atlantic/Western Russia Pattern on the Hydroclimatology of Europe from Mid-Winter to Late Spring, *Climate.*, 2, 296-309, doi: 10.3390/cli2040296.
- Krichak, S. O., Tsidulko, M. and Alpert, P., 2000, Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the eastern Mediterranean, *Theor. Appl. Climatol.*, 65, 215–229, doi: 10.1007/s007040070045.
- Krichak, S. O., Kishchak, P. and Alpert, P., 2002, Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Mediterranean precipitation, *Theor. Appl. Climatol.*, 72, 209–220.
- Krichak, S. O., and Alpert, P., 2005a, Decadal trends in the East Atlantic/West Russia pattern and the Mediterranean precipitation, *Int. J. Climatol.*, 25, 183–192.
- Krichak, S. O., and Alpert, P., 2005b, Signatures of the NAO in the atmospheric circulation during wet wintermonths over the Mediterranean region, *Theor. Appl. Climatol.*, 82(1–2), 27–39.
- Kutiel, H. and Benaroch, Y., 2002, North Sea–Caspian pattern (NCP) — an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition, *Theor. Appl. Climatol.*, 71, 17–28.
- Lee, S., 2000, Barotropic effects on atmospheric storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 57, 1420–1435.
- Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F. and Mohebalhojeh, A. R., 2011, An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation, *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 137, 749-756.
- Nissen K. M., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., Renggli, D., Ulbrich, S. and Ulbrich, U., 2010, Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: Characteristics, trends and links to large-scale patterns, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1379–1391.
- Orlanski, I. and Katzfey, J., 1991, The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1972–1998.
- Paz, S., Tourre, Y. M. and Planton, S., 2003, North Africa–West Asia (NAWA) sea-level pressure patterns and their linkages with the eastern Mediterranean (EM) climate, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1999, doi: 10.1029/2003GL017862.
- Trigo, I. F., Davies, T. D. and Bigg, G. R., 1999, Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Clim.*, 12, 1685–1696.
- Xoplaki, E., Gonza´lez-Rouco, J. F., Luterbacher, J. and Wanner, H., 2004, Wet season mediterranean precipitation variability: Influence of large-scale dynamics, *Clim. Dyn.*, 23, 63–78.

An energetic investigation of the impact of the Eastern Atlantic/ Western Russia (EA /WR) pattern on the Mediterranean and Southwest Asia regions

Fanaei, S. H.¹, Ahmadi-Givi, F.^{2*} and Mohebalhojeh, A. R.³

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

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

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

(Received: 15 May 2019, Accepted: 1 Oct 2019)

Summary

The teleconnection pattern (EA /WR) plays an important role in the fall and winter weather of Europe and Southwest Asia (SWA). The purpose of the present research is to find out how critical (strong) phases of this teleconnection influences atmospheric circulation and consequently affects weather of EurAsia by investigation of eddy energy fluxes and different conversion terms in the tendency of eddy kinetic energy (EKE) equation. First, by applying the monthly indices of EA/WR which are taken from the Climate Prediction Center (CPC), we derived 37 critical positive months (CPM) and 38 critical negative months (CNM). Then by using NCEP / NCAR reanalysis data of the years 1950-2014 for the 4-month of November to February (NDJF), we computed the ensemble mean (averaging over CPM and CNM separately) and anomalies of different meteorological quantities with respect to long mean (65-year period). The energetic terms which have been investigated include baroclinic conversion (BCC), barotropic conversion (BTC), conversion of total energy flux (CTF), ageostrophic flux (CAF) and baroclinic generation (BCG). The ensemble mean and vertical average of the energetic terms in a domain of 90W to 90E and 20N to 80N were computed.

The first part of the paper is devoted to dynamic analysis of the ensemble mean and anomalies of the meteorological quantities in the critical phases of EA/WR. In the second part, an energetic approach is employed to study the effects of the wave train anomalies on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks along with its effects on the SWA. As the subtropical cyclonic activities in the latter region is so much dependent on the strength and position of subtropical jet stream, the wind speed at 250 hPa level as well as BTC of energy between EKE and the mean kinetic energy have a key role in this topic.

The results obtained indicate that EKE of the Eastern Mediterranean is not significantly different in the two phases, but in the negative (positive) phase of EA/WR there is a marked increase (decrease) of EKE in the south of Europe and the west of Mediterranean regions. Also, in the north and east of Europe and in the west of Russia in the negative (positive) phase the EKE decreases (increases). As a result, the south-east (north-west) pathway of the North Atlantic storm track to the south (north) of Europe is strengthened in the negative (positive) phase, which can spread to the southwest of Russia (east of Mediterranean). So the connection of the Mediterranean storm track to the Atlantic storm track is stronger in CNM compared to CPM.

In the both phases, in the middle and lower troposphere a see-saw anomaly pattern was observed between the northwest and the southeast of the Mediterranean Sea. Anomalous atmospheric circulations of SWA and the Eastern Mediterranean Sea are similar to that in the center of West Russia. In the positive (negative) phase of the EA/WR, the cyclonic (anticyclonic) circulation in the Middle East increases (decreases) the BCG and BCC as well as heat and humidity fluxes and intensifies (weakens) the subtropical jet. These features would result in the possibility of strengthening (weakening) of cyclonic activity in the Eastern Mediterranean.

In addition to the above characteristics, in the CPM, the formation of strong total energy flux divergence in the east of Mediterranean could act as a source of energy for downstream propagating waves and therefore enhance the activity of Eastern Mediterranean storm track towards Iran. In Iran, despite of the existence of intense jet in the southern part, BTC anomaly is negative, while in the north of Red Sea (the southern flank of the jet) it is positive which may be a result of less cyclone passage towards the south of the jet and more dissipation in comparison to the long mean in the northern flank of the jet.

In the CNP, although based on the analysis of energetic terms the connection of the Eastern Mediterranean with the storm track of the North Atlantic is well established, but the formation of anticyclonic circulations in the SWA results in weakening of the activity, the passage of the cyclones and thereby the possibility of "downstream development" in the SWA. In this phase, the divergence of the ageostrophic flux (negative CAF) and increase in BCG (generation of the eddy available potential energy) can make the Mediterranean center as a source of eddy energy for the northeast of Africa and the Eastern Mediterranean. The dynamic anomalous circulations of the EA/WR pattern and EKE diagnostics confirm that in the positive phase, in contrast to the negative phase, the stretch of the Eastern Mediterranean storm track through the Middle-East is more active.

Keywords: East Atlantic / West Russia teleconnection, anomalies, critical phases, energetic approach, Southwest Asia, Mediterranean.

*Corresponding author:

ahmadig@ut.ac.ir