

بررسی شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج راسبی در شرق مدیترانه (E-۱۵-۴۵) از دیدگاه انرژی

محمد مهدی خدادی^{۱*}، محمد مرادی^۲

۱- کارشناس پیش‌بینی و هشدار سریع مخاطرات جوی، سازمان هواشناسی، تهران

۲- دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران

چکیده

شکست موج در لایه زیرین وردسپهر تاثیر قابل توجهی بر برابند شار فعالیت موج و نفوذ ناوه به لایه‌های زیرین وردسپهر دارد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های باز تحلیل ERA-Interim در بازه زمانی ۲۰۱۸-۱۹۷۹، انرژی جنبشی پیچکی و مولفه‌های گرایش انرژی پیچکی در لایه $200-850\text{hPa}$ همچون مولفه تبدیل کثرفشاری (BCC)، تبدیل فشاروردي (BTC)، همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی و همچنین مولفه تولید کثرفشاری (BCG)، در شکست موج روی شرق مدیترانه (E-۱۵-۴۵) محاسبه و تحلیل شده است. نتایج نشان داد که طی پنج روز قبل از شکست موج، گرایش انرژی در پایین دست ناوه مثبت می‌باشد و انرژی پیچکی در عرض‌های متفاوت روی اروپا تا مدیترانه تقویت می‌شود. در روز شکست واچرخندی (چرخندی)، گرایش انرژی در پایین دست ناوه منفی شده و مرکز انرژی به دو قسمت در عرض‌های متفاوت در راستای شمال غربی-جنوب شرقی (شمال شرقی-جنوب غربی) تجزیه می‌شود. بیشترین تاثیر در بزرگی گرایش انرژی امواج ناشی از همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشد که طی روز شکست همچون مولفه‌های دیگر گرایش انرژی به شدت کاهش می‌یابد. طی فرایند شکست بزرگی مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی حدود دو برابر بزرگی مولفه BCC و چهار برابر بزرگی مولفه‌های BCG و BTC می‌باشد. انرژی پیچکی امواج با شکست چرخندی کمتر از انرژی امواج در شکست واچرخندی است. اما بزرگی گرایش انرژی و مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در شکست‌ها تقریباً مشابه است. مولفه‌های BCC و BCG در شکست چرخندی ضعیفتر می‌باشند و برعکس شکست واچرخندی، مولفه فشاروردي سبب تقویت مراکز انرژی در شکست چرخندی موج می‌شود.

کلید واژه‌ها: انرژی جنبشی پیچکی، شکست موج، تبدیل کثرفشاری، شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی.

مقدمه

ارلانسکی و کاتافزکی (۱۹۹۱) تکوین جریان‌سوی بسته موج‌ها را از دیدگاه انرژی جنبشی پیچکی بررسی کردند و روشن ساختند که اول مولفه تبدیل کژفشاری انرژی سبب رشد پریشیدگی می‌شود؛ سپس همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در پایین‌دست ناوه‌ها سبب تکوین پریشیدگی‌ها در پایین‌دست جریان می‌شود. ارلانسکی (۱۹۹۳) فرایند تقویت یک پشته و ناوه را طی یک هفته از دیدگاه انرژی بررسی کردند و نشان دادند که طی فرایند تقویت موج، انرژی پیچکی در پایین‌دست ناوه تقویت می‌شود. همگرایی انرژی جنبشی پیچکی در پایین‌دست ناوه بیشتر ناشی از فرارفت هوای سرد است و کاهش انرژی در پایین‌دست ناوه ناشی از پاشندگی موج به سبب اصطکاک و تبدیل فشارورودی انرژی به شار میانگین است. چنگ (۱۹۹۹) روشن ساخت که در فصل زمستان اکثر امواج با عدد موج ۵ تا ۸ در بیشتر مناطق نیمکره شمالی دارای ویژگی تکوین جریان‌سو هستند بطوریکه شار انرژی از ناحیه پادجریان‌سو به جریان‌سوی بسته موج سبب تقویت مرکز انرژی پیچکی در جریان‌سو و تضعیف مرکز انرژی در پادجریان‌سوی بسته موج می‌شود. این ویژگی یک قطار موج با سرعت گروه شرق‌سو است که انرژی جو از طریق بسته‌های موج به پایین‌دست مسیر توفان‌ها منتقل می‌شود. حکیم (۲۰۰۳) اظهار داشت که امواج غرب اقیانوس آرام سبب تقویت امواج روی اقیانوس اطلس می‌شوند زمانیکه دو بسته موج با یکدیگر هم‌دوس می‌شوند انرژی در پایین‌دست امواج اقیانوس اطلس به هزینه انرژی در بالادست مسیر غرب اقیانوس آرام گسترش می‌یابند. ریوری و ارلانسکی، (۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های NCEP-NCAR انرژی جنبشی پیچکی و بردار شار انرژی امواج روی اقیانوس اطلس و آرام را محاسبه کردند و به این نتیجه رسیدند که شکست امواج روی اقیانوس آرام سبب کاهش انرژی پیچکی امواج روی اقیانوس اطلس می‌شود.

نصراصفهانی و همکاران (۱۳۸۷) با استفاده از داده‌های NCEP-NCAR عوامل واداشت انرژی جنبشی پیچکی (Eddy Kinetic Energy) (EKE) را در دو فاز NAO در ناحیه مدیترانه و خاورمیانه محاسبه و بررسی کردند. نتایج نشان داد که میانگین انرژی جنبشی پیچکی امواج روی

مدیترانه تفاوت چندانی در دو فاز NAO ندارد ولی در شرق مدیترانه و غرب آسیا مقدار انرژی و بزرگی جملات واداشت انرژی در فاز مثبت بیشتر است. جهت بردارهای شار آزمینگرد نشانگر انتقال انرژی از مرکز دریای مدیترانه به جنوب‌شرق ایران می‌باشد. احمدی‌گیوی و همکاران (۲۰۱۴) فعالیت موج و انرژی پیچکی امواج گذرا در زمستان سالهای ۲۰۰۴، ۲۰۰۵ را در مسیرهای اطلس و مدیترانه بررسی کردند. آنها با محاسبه مولفه‌های گرایش انرژی همچون شیو شار انرژی پیچکی، شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه تبدیل کژفشاری و مولفه تبدیل فشارورودی انرژی را برای امواج در مسیرهای اطلس و مدیترانه مورد بررسی قرار داده و نشان دادند که در اروپا و شرق مدیترانه واگرایی انرژی از بالادست امواج مسیر اطلس به بالادست امواج روی مدیترانه سبب تقویت امواج در مسیر مدیترانه می‌شود همچنین آنها با محاسبه شار فعالیت موج در طول ده روز حرکت شرق‌سوی این امواج نشان دادند که فعالیت موج در بالادست امواج مسیر اطلس به بالادست امواج مسیر مدیترانه فرارفت می‌شود. خدادی و همکاران، (۱۴۰۰) با محاسبه شار فعالیت موج، گردش واچرخندی و چرخندی امواج در شرق مدیترانه را بررسی کردند و نشان دادند که براینده شار فعالیت موج در گردش واچرخندی امواج استواسو و در گردش چرخندی امواج قطب‌سو می‌باشد و شکست موج سبب شکل‌گیری نواحی مجزای همگرایی شار فعالیت موج در عرضهای مختلف روی اروپا و مدیترانه می‌شود. ابتدا دربخش سوم این تحقیق سری زمانی کمیت‌های تاوایی پتانسیلی و انرژی جنبشی طی فرایند شکست بررسی شده است و در بخش چهارم انرژی جنبشی و گرایش انرژی، مولفه‌های تولید انرژی پتانسیل پیچکی (BCG)، تبدیل کژفشاری (BCC)، عامل فشارورودی (BTC)، همگرایی افقی کمیت‌های شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی، شار انرژی جنبشی و شار انرژی پیچکی را برای شکست واچرخندی و چرخندی امواج روی منطقه شرق مدیترانه و غرب آسیا (۱۵-۴۵E) محاسبه و بررسی می‌شود.

داده و روش تحقیق

داده‌های مورد استفاده برای انجام مطالعه حاضر، داده‌های بازتحلیل ERA_Interim با تفکیک افقی ۰/۷۵ (کالنی

تبدیل کژفشاری (BCC) است که میزان تبدیل انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس به انرژی جنبشی پیچکی در دسترس را نشان می‌دهد. جمله سوم و چهارم سمت راست مولفه تبدیل فشاروردی انرژی (BTC) می‌باشد که به ترتیب میزان تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس جو و انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین جو را نشان می‌دهد (هیچان و همکاران، ۲۰۱۹)، جمله پنجم و ششم سمت راست میرایی پیچک‌ها توسط عوامل اصطکاک و تابش را بیان می‌کند. مولفه‌های همگرایی انرژی در مختصه کروی $(\nabla \cdot H = \frac{\partial}{\partial \phi} + \frac{1}{a \cos(\phi)} \frac{\partial}{\partial \lambda})$ بیانگر فرارفت انرژی پیچکی توسط بردار شار انرژی جنبشی پیچکی و شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی هستند (اسبقی و همکاران، ۱۳۹۴، ۲۰۱۶).

بنا به چرخه انرژی لورنتز (Loranz) با شکل‌گیری شیو نصف‌النهاری دما بین استوا و قطب انرژی پتانسیل مداری جو تولید می‌شود. سپس به علت شکل‌گیری پیچک‌های کژفشار، هوای گرم به عرض‌های بالاتر و هوای سرد به عرض‌های پایین‌تر جابجا شده و انرژی پتانسیل مداری به انرژی پتانسیل پیچکی تبدیل می‌شود. در این مرحله ایجاد حرکت صعودی هوای گرم به دلایل مختلف همچون جبهه‌ها و آزادسازی گرمای نهان سبب تبدیل انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس به انرژی جنبشی پیچکی می‌شود و سپس همراه با میرایی پیچک‌ها انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی مداری تبدیل می‌شود (جیمز، ۱۹۹۵). بنابراین بزرگی انرژی جنبشی پیچک‌ها به بزرگی انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس جو $(E_p = -\frac{\bar{\alpha}}{2\theta} \theta'^2 / \frac{d\theta}{dp})$ وابسته است و تبدیل انرژی پتانسیل مداری به انرژی پتانسیل پیچکی حاکی از افزایش انرژی جنبشی پیچکی می‌باشد. در رابطه گرایش انرژی پیچکی $(E = E_k + E_p)$ مولفه تولید کژفشاری انرژی پتانسیل پیچکی (BCG) بصورت زیر محاسبه می‌شود (ارلانسکی، ۱۹۹۲؛ چنگ، ۲۰۰۲).

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \nabla \cdot (\overline{vE + v'_a \phi'}) + \frac{\bar{\alpha}}{\theta} \overline{V'\theta'} \cdot \nabla \theta - \overline{v' \cdot (\nabla \cdot V)}$$

در رابطه بالا جمله سمت چپ گرایش انرژی پیچکی و جمله اول سمت راست همگرایی شار انرژی پیچکی و شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی است. در جمله دوم سمت راست رابطه

و همکاران، ۱۹۹۶) برای ساعت 12UTC در فصل زمستان (ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ می‌باشد که از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) تهیه شده است.

در شکست امواج تبادل هوای پوشن سپهرزیرین و وردسپهر زیرین و تغییر عرض جغرافیایی ناشی از گردش و اچرخندی و چرخندی امواج سبب وابستگی تاوایی پتانسیلی موج به عرض جغرافیایی می‌شود (ماساتو و همکاران، ۲۰۱۳). شکل-گیری نواحی با گرادیان منفی تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد طی فرایند شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا سبب تبدیل موج اولیه به دوموج در عرض‌های متفاوت می‌شود بطوریکه مرکز همگرایی شار فعالیت موج در شکست و اچرخندی در عرض پایین‌تر روی شرق مدیترانه و غرب آسیا و در شکست چرخندی روی شرق اروپا شکل می‌گیرد (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹). در این تحقیق روابط مربوط به انرژی پیچکی امواج و مولفه‌های گرایش انرژی پیچکی امواج طی فرایند شکست پرداخته می‌شود. اگر سرعت جریان هوا (V) شامل دو مولفه سرعت جریان میانگین (v_m) و پریشیدگی نسبت به میانگین سرعت (v) در نظر گرفته شود $(V = v_m + v)$. معادله انرژی جنبشی جریان هوا برای واحد جرم (E_k) بصورت زیر بدست می‌آید (نصر اصفهانی و همکاران، ۱۳۸۸):

$$E_k = \frac{1}{2} v_m \cdot v_m + v_m \cdot v + \frac{1}{2} v \cdot v = k_m + k_1 + k_e \quad (1)$$

باتوجه به معادله (۱) انرژی جنبشی جریان هوا برای واحد جرم (E_k) شامل انرژی جریان میانگین (k_m) ، مولفه انرژی پیچکی (k_e) و مولفه تبدالی انرژی بین شار میانگین و پیچک‌ها (k_1) می‌باشد که با توجه به رابطه (۱) معادله گرایش انرژی جنبشی پیچکی بصورت زیر محاسبه می‌شود (ارلانسکی و کاتافزکی، ۱۹۹۱؛ ارلانسکی و چنگ، ۲۰۰۳):

$$\frac{\partial k_e}{\partial t} = -\nabla \cdot (\underbrace{v e k_e}_{(1)} + \underbrace{v'_a \phi'}_{(2)}) - \omega \alpha - \underbrace{v \cdot (\nabla_3 v_m)}_{(3)} + \underbrace{v \cdot (\nabla_3 v)}_{(4)} - \underbrace{v \cdot F_r}_{(5)} + \underbrace{v \cdot F_0}_{(6)}$$

جمله اول سمت چپ معادله (۲) تغییر زمانی انرژی جنبشی پیچکی، جمله اول سمت راست گرایش انرژی پیچکی به سبب همگرایی شار انرژی جنبشی پیچکی و همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشد. جمله دوم مولفه

روی منطقه شرق مدیترانه و غرب آسیا (۴۵E-۱۵) محاسبه و بررسی می‌شود. سپس با استفاده از سری زمانی میانگین مولفه‌ها در پایین‌دست ناوه‌ها بزرگی مولفه‌های انرژی در شکست‌های واچرخندی و چرخندی مقایسه و تحلیل شده‌اند و دربخش آخر به بحث و نتیجه‌گیری پرداخته می‌شود.

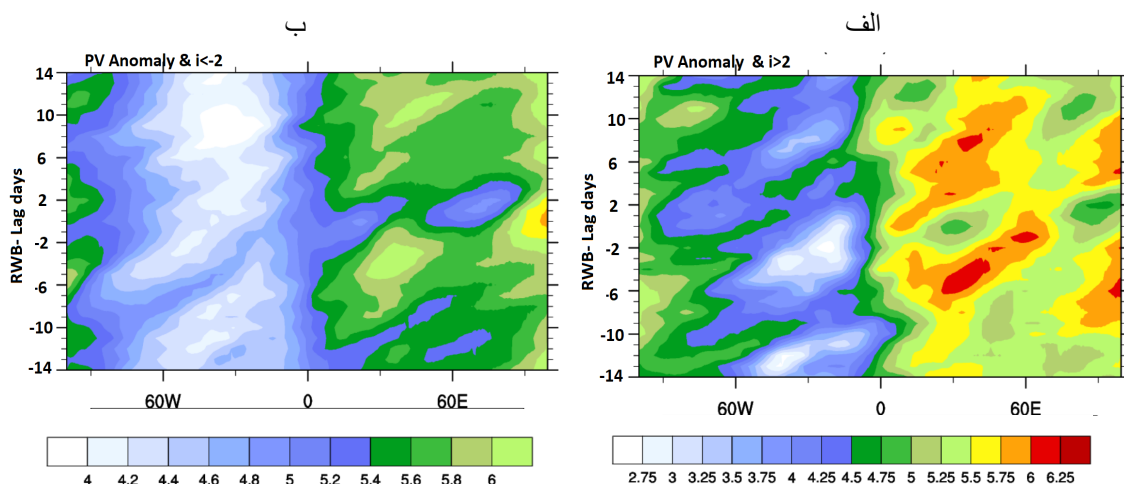
نمودار هافمولر کمیات در شکست امواج

شکل ۱ نمودار هافمولر میانگین تاوایی پتانسیلی تراز ۲۰۰hPa طی چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست امواج در ۴۵E-۱۵ برای زمستان گسترده (۱۵Apr-۱۵Nov) سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ می‌باشد. در شکل‌های ۱-الف و ب به ترتیب میانگین تاوایی پتانسیلی در عرضهای ۰N-۳۰ برای شکست چرخندی ($i \geq 2$) و در عرضهای پایین‌تر ۴۵N-۲۵ برای شکست واچرخندی ($i \leq -2$) می‌باشد. مطابق شکل ۱-الف از روز چهاردهم تا دهم قبل از شکست چرخندی ($i \leq 2$) موج بیشینه تاوایی پتانسیلی تراز ۲۰۰ hPa روی شرق اقیانوس اطلس (۰W-۳۰) به حدود ۲PVU و روی اروپا (۰E-۳۰) به ۵/۷۵PVU می‌رسد. در بازه شش روز قبل از شکست چرخندی پشته روی شرق اطلس تقویت شده و تاوایی پتانسیلی به کمینه خود به حدود ۲PVU می‌رسد. در این مدت تاوایی پتانسیلی ابتدا روی اروپا و سپس روی غرب آسیا به بیشینه خود تا حدود ۶/۲PVU افزایش می‌یابد به نظر می‌رسد ناوه ابتدا روی اروپا و سپس در غرب آسیا تقویت می‌شود. در بازه ده روز پس از شکست چرخندی موج، ناحیه بیشینه تاوایی پتانسیلی روی اروپا تا غرب آسیا کشیده می‌شود و به نظر می‌رسد ناوه ابتدا تا روز سوم پس از شکست روی اروپا سپس روی غرب آسیا استقرار دارد. در این بازه پشته روی اقیانوس اطلس ضعیف شده و ناحیه کمینه تاوایی کاهش می‌یابد. مطابق شکل ۱-ب در بازه زمانی دوازده تا شش روز قبل از شکست واچرخندی موج، تاوایی پتانسیلی تراز ۲۰۰hPa روی اقیانوس اطلس تا حدود ۴PVU کاهش یافته و به سمت شرق اقیانوس کشیده می‌شود. در این بازه تاوایی پتانسیلی روی اروپا به مقادیر ۵/۴ PVU - ۶/۴ افزایش می‌یابد و به سمت شرق اروپا کشیده می‌شود به نظر می‌رسد از دوازده روز قبل از شکست، پشته و ناوه در این نواحی حضور داشته‌اند. در بازه شش روز قبل از شکست واچرخندی، پشته روی اقیانوس اطلس تقویت و تاوایی به حدود ۴PVU کاهش می‌

(۳) شار پیچکی دما ($V'\theta'$) در جوی با حضور شیو میانگین افقی دما ($\overline{V\theta}$) سبب تبدیل انرژی پتانسیل مداری به انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس در پایین‌دست ناوه‌ها می‌شود. به نظر می‌رسد طی فرایند شکست امواج نیز، انرژی پیچکی ناوه-ها دچار نوسان می‌شود و مولفه گرایش انرژی همچون تولید کژفشاری انرژی پیچکی (eddy kinetic baroclinic (BCG)) و تبدیل کژفشاری (generation eddy kinetic (BCC)) و تبدیل کژفشاری (baroclinic conversion) در پایین‌دست ناوه‌ها قابل ملاحظه باشند. در این پژوهش انرژی جنبشی پیچکی و مولفه‌های موثر گرایش انرژی در شکست واچرخندی و چرخندی امواج با عدد موج ۴ تا ۶ روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (۲۰N-۵۰N) بررسی و تحقیق شده است. به این منظور ابتدا از پالایه میان گذر لنکسوز (Lancsoz) برای حذف امواج بلند با عدد موج ۴-۱ و امواج کوتاه با عدد موج ۱۲-۷ استفاده شد (ریوری و ارلانسی، ۲۰۰۷) سپس با محاسبه کمیت شار فعالیت موج، شناسه شکست موج در تمام روزهای زمستان گسترده (۱۵Apr-۱۵Nov) سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ روی منطقه شرق مدیترانه و غرب آسیا (۴۵E-۱۵) محاسبه شده است (اسلرو هینز، ۱۹۹۹؛ استرانگ و مگنوس داتیر، ۲۰۱۰). در روزهای شکست چرخندی امواج همدیدی با عدد موج ۴-۶ شناسه شکست بزرگتر از ۲ ($i \geq 2$) و در روزهای شکست واچرخندی شناسه شکست کوچکتر از ۲ ($i \leq -2$) بدست آمده است بدین ترتیب تعداد ۵۹ (۴۲) مورد شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا بدست آمده که از آنها در میانگین کمیات‌ها برای شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج در این تحقیق استفاده شده است (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹ مگنوس داتیر و همکاران، ۱۹۹۶). در بخش سوم ابتدا با استفاده از نمودار هافمولر تغییرات زمانی میانگین کمیات تاوایی پتانسیلی و انرژی جنبشی پیچکی در بازه چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست‌های واچرخندی و چرخندی محاسبه و بررسی شده است و در بخش چهارم میانگین کمیات گرایش انرژی، مولفه‌های تولید انرژی پتانسیل پیچکی (BCG)، تبدیل کژفشاری (BCC)، عامل فشارورودی (BTC)، همگرایی افقی کمیتهای شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی، شار انرژی جنبشی و شار انرژی پیچکی را فقط برای روزهای شکست واچرخندی ($i \leq -2$) و شکست چرخندی ($i \geq 2$) امواج

ششم نیز ناوه از شرق اروپا و غرب آسیا گذر می‌کند و تاوایی پتانسیلی روی شرق اروپا و غرب آسیا تا حدود $۶/۴$ PVU افزایش و بیشینه تاوایی روی شرق اطلس تا ۴ PVU کاهش می‌یابد.

یابد و ناوه روی اروپا تقویت و تاوایی تا حدود $۶/۴$ PVU افزایش می‌یابد. در چهار روز پس از شکست، مقدار تاوایی روی اروپا تا حدود $۵/۴$ PVU استقرار داشته و به سمت غرب آسیا کشیده می‌شود در این مدت پشته روی شرق اطلس و ناوه روی اروپا به سمت شرق جابجا می‌شوند. پس از روز



شکل ۱ نمودار هافمولر میانگین تاوایی پتانسیلی (PVU) تراز ۲۰۰ hPa طی چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست چرخندی (الف) و واچرخندی (ب) امواج روی مدیترانه ($۲۰-۵۰$ N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

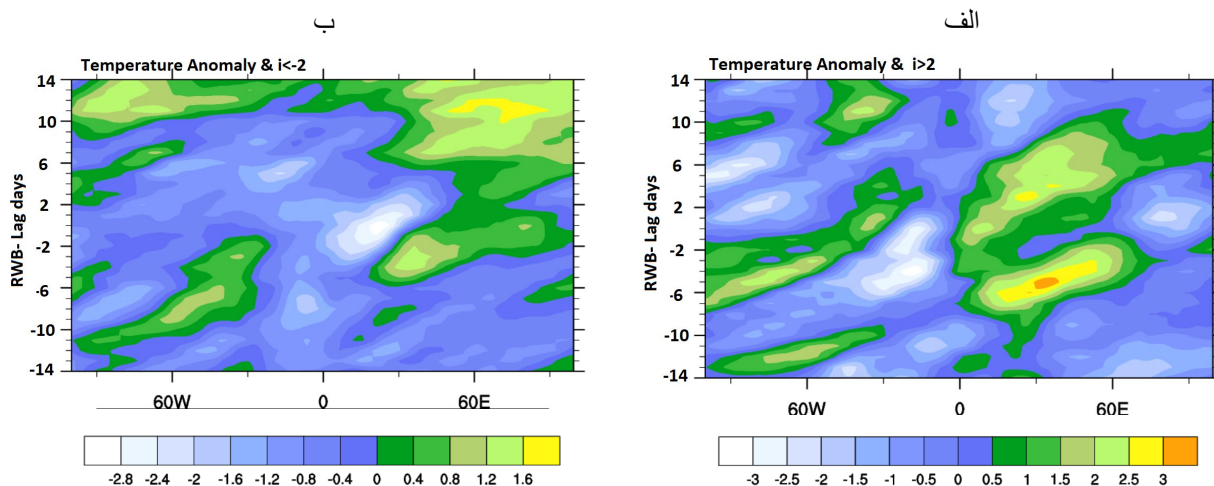
اطلس و افزایش دمای حدود ۱ درجه روی اروپا در تراز ۲۰۰ hPa شکل می‌گیرد. در بازه شش روز قبل از شکست واچرخندی، پشته روی شرق اطلس تقویت و به شمال غرب اروپا جابجا می‌شود و سبب کاهش دمای حدود ۳ درجه تا روی شمال غرب اروپا می‌شود. ناوه روی اروپا تقویت شده و سبب افزایش دمای حدود ۴ درجه می‌شود. در ده روز پس از شکست، بی‌هنجاری دما در ناحیه شرق اطلس تا حدود $۰/۴-$ درجه کاهش یافته که حاکی از تضعیف پشته می‌باشد. بی‌هنجاری دما روی شرق اروپا و غرب آسیا تا حدود ۲ درجه کاهش یافته که حاکی از حرکت شرق سوی ناوه می‌باشد. پس از روز دهم بی‌هنجاری دما در شرق اطلس و اروپا کاهش یافته که حاکی از تضعیف و میرایی موج است.

مطابق با نظر تورن‌کرافت و مکین‌تایر (۱۹۹۳) بیشترین تاوایی پتانسیلی امواج در بازه حدود پنج روز قبل تا پنج روز بعد از شکست شکل می‌گیرد (شکل ۱). همچنین مطابق شکل ۲ در این مدت در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج، بی‌هنجاری دما روی شرق اطلس و اروپا نیز بیشینه می‌شود که نشان می‌دهد تقویت ناوه سبب نفوذ هوای پوشن سپهرزیرین

شکل ۲ نمودار هافمولر میانگین بی‌هنجاری دمای تراز ۲۰۰ hPa طی چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست امواج در ۱۵ E- ۴۵ برای زمستان گسترده (۱۵Nov-۱۵Apr) سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ می‌باشد. مطابق شکل ۲-الف طی ده روز قبل از شکست چرخندی، دمای تراز ۲۰۰ hPa روی شرق اطلس بطور متناوب تا حدود ۴ درجه کاهش و روی مدیترانه و اروپا حدود ۴ درجه افزایش می‌یابد. تقویت پشته روی شرق اطلس و ناوه روی اروپا و مدیترانه سبب نفوذ هوای وردسپهر به پوشن سپهر زیرین روی شرق اطلس و نفوذ هوای پوشن سپهر به وردسپهر زیرین در اروپا می‌شود (شکل ۱-الف و ۱-ب). در شش روز بعد از شکست دما روی مدیترانه و جنوب اروپا تا حدود ۳ درجه افزایش داشته و به سمت غرب آسیا کشیده می‌شود و روی شرق اطلس دما تا حدود $۱/۵$ درجه کاهش می‌یابد. در این بازه پشته و ناوه ضعیف می‌شوند و ناوه به سمت شرق گذر می‌کند بطوریکه بی‌هنجاری دما در تراز ۲۰۰ hPa به حدود ۲ درجه کاهش می‌یابد (شکل ۱-الف). بنا به شکل ۲-ب در حدود چهارده تا ده روز قبل از شکست واچرخندی، کاهش دمای حدود ۲ درجه روی شرق

حدود شش روز قبل تا شش روز پس از شکست پشته روی اقیانوس اطلس و ناوه روی اروپا تقویت شده و سپس به شرق اروپا و غرب آسیا گذر می‌کند (شکل‌های ۱ و ۲).

به وردسپهر و افزایش تاوایی پتانسیلی و دمای تراز ۲۰۰hPa روی شرق اطلس و برعکس تقویت پشته سبب نفوذ هوای وردسپهرزبرین به پوشن‌سپهر و کاهش تاوایی پتانسیلی و دمای تراز ۲۰۰hPa روی اروپا می‌شود. در نتیجه در مدت زمان

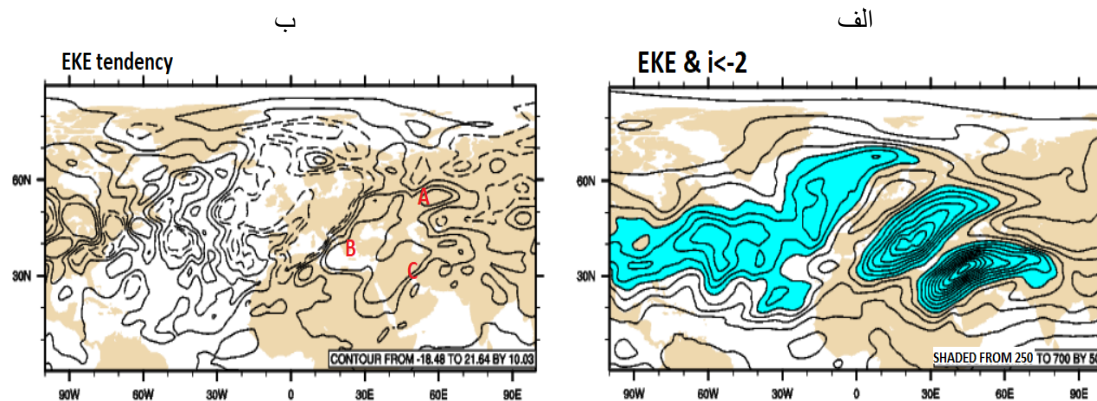


شکل ۲ نمودار هافمولر میانگین بی‌هنجاری دمای (K) تراز ۲۰۰hPa طی چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست چرخندی (الف) و واچرخندی (ب) امواج روی مدیترانه (۵۰N-۲۰) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

حدود $21 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ است. اما گرایش انرژی در مرکز مدیترانه و شرق اروپا، در عرض‌های بالاتر روی اوراسیا (A) حدود $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ و در عرض‌های پایین‌تر روی بالکان و مرکز مدیترانه (B) حدود $1-2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ است. طی فرایند شکست واچرخندی موج، در پایین‌دست ناوه اصلی ناحیه گرایش مثبت انرژی در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی از مدیترانه تا شرق اروپا کشیده می‌شود. تقویت قسمت بالایی ناوه روی اوراسیا (A) با سرعت بیشتری نسبت به قسمت پایینی ناوه روی بالکان و مرکز مدیترانه (B) شکل می‌گیرد و ناوه اصلی طی فرایند شکست به دو ناوه A و B در دو عرض متفاوت تفکیک می‌شود (خدادی و همکاران، ۱۴۰۰).

انرژی جنبشی و مولفه‌های گرایش انرژی پیچکی در شکست امواج (۴۵E-۱۵) شکست واچرخندی

شکل ۳ میانگین انرژی پیچکی (الف) و گرایش انرژی پیچکی (ب) در لایه ۲۰۰-۸۵۰hPa در شکست واچرخندی امواج روی شرق دریای مدیترانه در ۴۵E-۱۵ برای زمستان گسترده (۱۵Nov-۱۵Apr) سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. مطابق شکل ۳-الف در شکست واچرخندی، مرکز انرژی روی مرکز مدیترانه با بیشینه انرژی حدود $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ، تا روی شرق اروپا با بزرگی حدود $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ کشیده شده است علاوه بر این مرکز در عرض پایین‌تر روی شرق مدیترانه و غرب آسیا مرکز تا حدود $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ شکل می‌گیرد. بیشینه انرژی روی مرکز غرب آسیا و شرق مدیترانه بیشتر از انرژی جنبشی پیچکی حاکی از استقرار دو ناوه در راستای شمال-شرقی-جنوب غربی در این ناحیه‌ها می‌باشد (شکل ۵-الف). با توجه به شکل ۳-ب در روز شکست واچرخندی موج گرایش انرژی در ناحیه شرق مدیترانه و غرب آسیا (C) تا

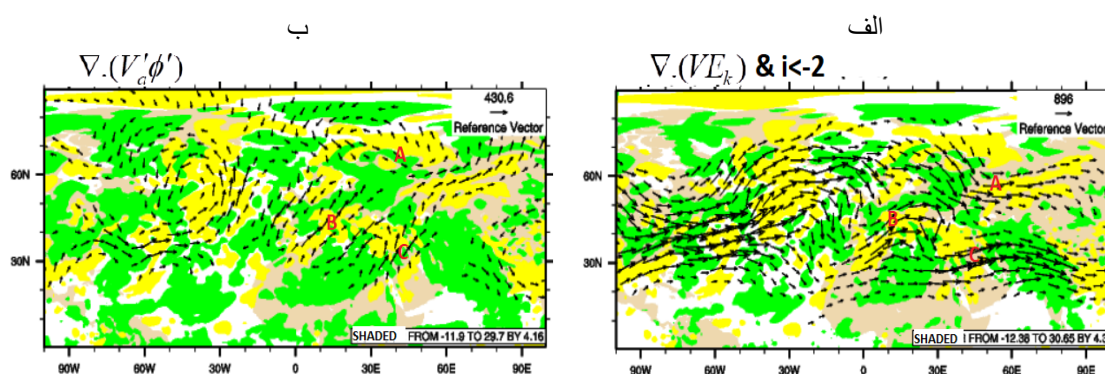


شکل ۳- الف میانگین انرژی پیچکی $EKE (m^2 s^{-2})$ و (ب) گرایش انرژی پیچکی $(m^2 s^{-2} day^{-1})$ در لایه $200-500 hPa$ در شکست و اچرخندی امواج روی مدیترانه ($50^{\circ}N-20^{\circ}N$) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸. نواحی رنگی انرژی بالاتر از $250 m^2 s^{-2}$.

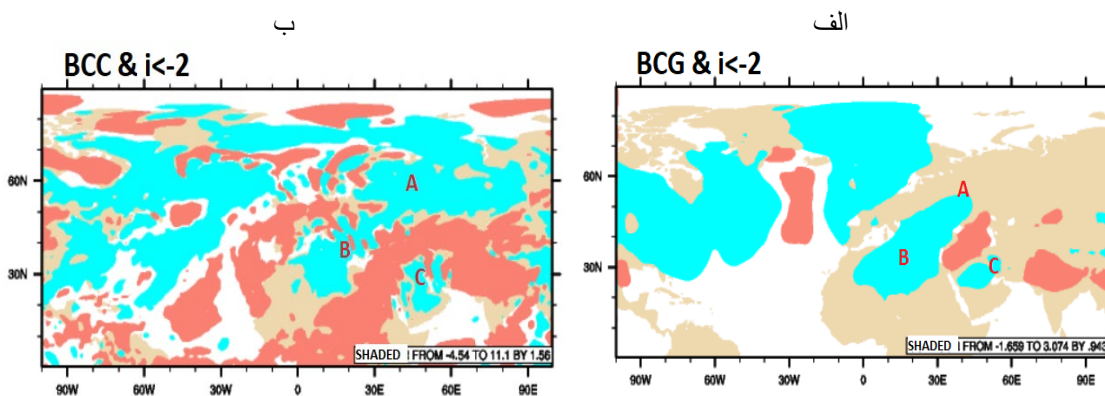
در شکل ۵- الف مولفه تولید کُفشاری انرژی پیچکی (BCG) همراه با ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز $200 hPa$ در شکست و اچرخندی موج روی شرق دریای مدیترانه ($15^{\circ}E-45^{\circ}E$) محاسبه شده است. این مولفه بیانگر میزان تبدیل انرژی پتانسیل مداری به انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس می‌باشد (جمز، ۱۹۹۵). مطابق شکل ۵- الف مولفه تولید کُفشاری انرژی در لایه $200-850 hPa$ در پایین دست ناوه C روی غرب آسیا و در ناحیه B روی شرق اروپا و بالکان تا حدود $3 m^2 s^{-2} day^{-1}$ می‌باشد که سبب تقویت انرژی پیچکی ناوه در ناحیه‌های B و C می‌شود. ولی در روی اوراسیا (A) مولفه BCG ناچیز می‌باشد. مطابق شکل ۲- ب در روز شکست و اچرخندی نفوذ هوای گرم از عرضهای پایین روی ناحیه C و شکل‌گیری گرادیان افقی دما در ناحیه B روی ارتفاعات آلپ و شرق مدیترانه سبب تولید مولفه BCG و در نتیجه تقویت انرژی پیچکی در پایین دست ناوه‌های B و C می‌شود. در شکست و اچرخندی موج شکل‌گیری نواحی با گرادیان افقی دما در پایین دست ناوه‌ها در نواحی B و C سبب تبدیل انرژی پتانسیل میانگین جو به انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس می‌شود.

کُفشاری انرژی (BCC) در لایه $200-850 hPa$ در سه ناحیه A، B و C مثبت (رنگ آبی) و تا حدود $m^2 s^{-2} day^{-1}$ می‌باشد. در بالادست ناوه‌های A، B و C مولفه تبدیل کُفشاری منفی می‌باشد که حاکی از تقویت و گسترش پشته‌ها در این نواحی است. در نواحی A و B روی شرق مدیترانه و اوراسیا تبدیل انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس به انرژی جنبشی پیچکی قابل توجه است. ولی در غرب آسیا (C) نواحی با مقادیر مثبت مولفه تبدیل کُفشاری بسیار کمتر از نواحی با مقادیر مثبت روی شرق مدیترانه و اوراسیا می‌باشد. با توجه به شکل‌های ۵- الف و ۵- ب در شکست و اچرخندی در ناحیه B و C مولفه‌های BCG و BCC بیانگر تبدیل انرژی پتانسیل مداری به انرژی پتانسیل پیچکی و سپس تبدیل انرژی پتانسیل پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی بطور همزمان است که سبب شکل‌گیری حرکت صعودی هوا در پایین دست ناوه‌ها می‌شود درحالی‌که روی اوراسیا مولفه BCG ناچیز است و در نتیجه بزرگی تبدیل انرژی پتانسیل پیچکی در دسترس به انرژی جنبشی پیچکی در منطقه A کم می‌باشد ولی حرکت صعودی ناشی از ناوه A سبب شکل‌گیری جملات BCC در این ناحیه می‌شود.

شکل ۵- ب شامل جمله تبدیل کُفشاری (BCC) و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز $200 hPa$ در شکست و اچرخندی موج روی شرق مدیترانه می‌باشد. مطابق شکل ۵- ب مولفه تبدیل



شکل ۴- الف شار انرژی پیچکی (بردار، $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) و همگرایی شار انرژی پیچکی (بردار، $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) ب- شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی و همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی (ناحیه رنگی، $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) در شکست واچرخندی امواج روی مدیترانه (۲۰-۵۰N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

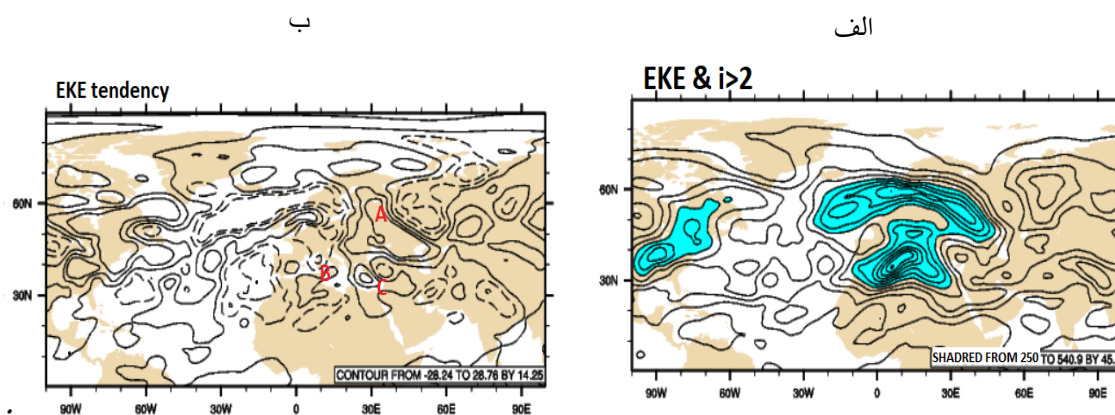


شکل ۵ (الف) مولفه تولید کزفشاری (ناحیه رنگی، $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) BCG. (ب) مولفه تبدیل کزفشاری (ناحیه رنگی، $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) BCC انرژی پیچکی در شکست واچرخندی امواج روی شرق مدیترانه (۲۰-۵۰N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

شکست چرخندی امواج

شکل ۶- الف و ب به ترتیب انرژی جنبشی و گرایش انرژی پیچکی در شکست چرخندی امواج روی شرق دریای مدیترانه (۴۵E-۱۵) را در لایه ۲۰۰-۸۵۰ hPa نشان می‌دهد. مطابق شکل ۶- الف طی فرایند شکست چرخندی، مراکز انرژی در عرضهای متفاوتی شکل می‌گیرند. بیشینه انرژی در ناحیه شرق اروپا و روسیه حدود $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ می‌باشد. بزرگی انرژی در ناحیه غرب مدیترانه تا حدود $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ است. همچنین مقادیر انرژی روی شرق مدیترانه و شمال عربستان در حدود $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ شکل می‌گیرد. مرکز انرژی جنبشی پیچکی A در شرق اروپا و در راستای شمال غربی- جنوب شرقی ولی مرکز انرژی B روی غرب مدیترانه در

راستای شمال شرقی- جنوب غربی می‌باشد مراکز انرژی A و B حاکی از استقرار ناوه‌ها روی شرق اروپا و ناحیه غرب مدیترانه و شرق اطلس می‌باشد (شکل ۷- الف). با توجه به شکل ۶- ب بزرگی گرایش انرژی در ناحیه A روی شرق اروپا حدود $28 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ و در ناحیه B روی غرب مدیترانه $14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ است. مرکز انرژی در ناحیه C روی شرق مدیترانه تا شمال عربستان با گرایش حدود $14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ انرژی دریافت کرده و ناوه در این ناحیه نیز تقویت می‌شود. در پایین دست ناوه‌های A و C ناحیه گرایش مثبت انرژی در امتداد شمال شرقی- جنوب غربی از غرب آسیا تا روی اوراسیا کشیده می‌شود و به نظر می‌رسد طی فرایند شکست ناحیه انرژی به دو قسمت روی غرب آسیا (C) و اوراسیا (A) تقسیم می‌شود (شکل ۷- الف).



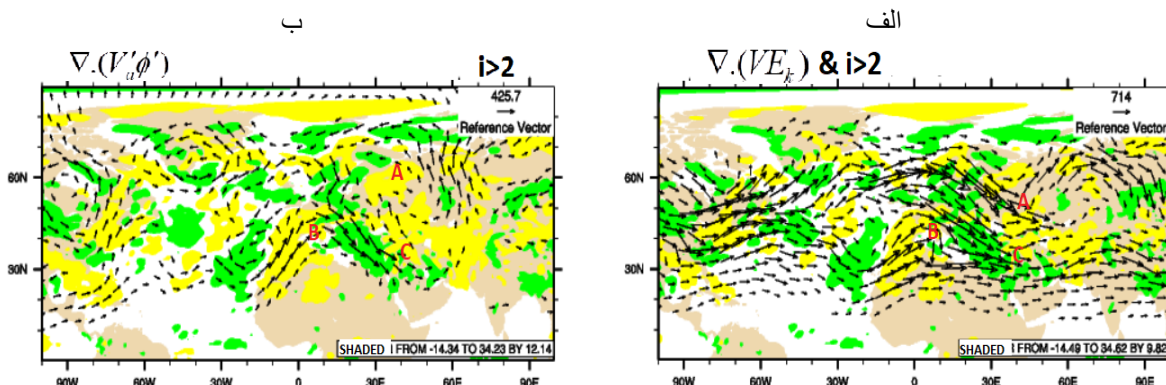
شکل ۶-الف میانگین انرژی پیچکی $EKE (m^2 s^{-2})$ و (ب) گرایش انرژی پیچکی $(m^2 s^{-2} day^{-1})$ در لایه ۲۰۰-۵۰۰ hPa در شکست چرخندی امواج روی مدیترانه (۲۰-۵۰N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸. نواحی رنگی انرژی بالاتر از $250 m^2 s^{-2}$.

فرافت انرژی جنبشی به پایین دست خود در عرضهای بالاتر می‌شوند.

هرچند بزرگی شار انرژی جنبشی پیچکی حدود دوبرابر بزرگی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی است ولی بزرگی همگرایی شار انرژی جنبشی تفاوت چندانی با همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی ندارد و میزان فرافت ناشی از جریان میانگین و پریشیده به پایین دست ناو‌ها با بزرگی همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی تقریباً یکسان می‌باشد. همچنین شکل مربوط به شار انرژی پیچکی کل نیز کاملاً شبیه شار انرژی جنبشی در شکل ۴-الف می‌باشد و هر چند بردار شار انرژی کل حدود $1000 m^2 s^{-2} day^{-1}$ است ولی مقادیر همگرایی و واگرایی انرژی کل پیچکی تقریباً مشابه میزان همگرایی و واگرایی شار انرژی جنبشی است (شکل ارائه نشده است).

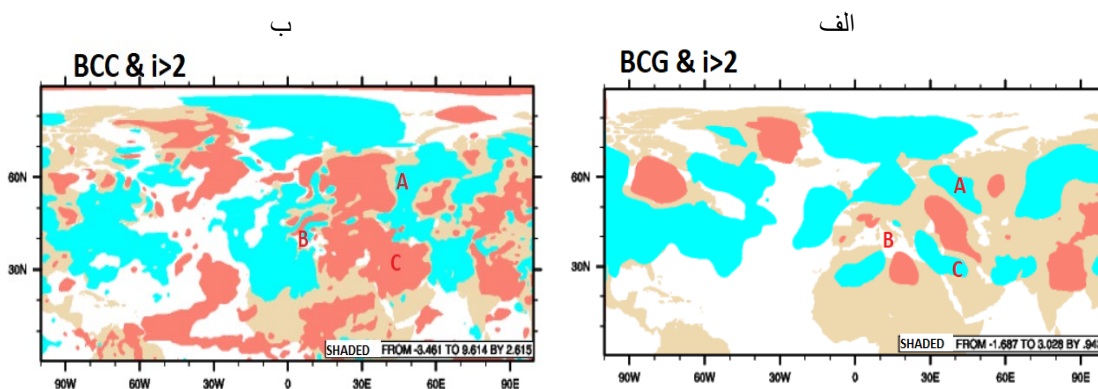
در شکل ۷-الف شار انرژی همراه با شیو شار انرژی جنبشی پیچکی در شکست چرخندی محاسبه شده است. رنگ سبز ناحیه واگرایی و زرد ناحیه همگرایی شار انرژی موج در لایه ۲۰۰-۸۵۰ hPa را نشان می‌دهد. سه ناو شار جریان انرژی در نواحی غرب مدیترانه (B)، اوراسیا (A) و غرب آسیا (C) شکل گرفته است. در پایین دست جریان هریک از سه ناو، همگرایی شار انرژی پیچکی (رنگ زرد) با بزرگی مقادیر حدود $34 m^2 s^{-2} day^{-1}$ ایجاد شده است.

شکل ۷-ب شامل میانگین شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی موج همراه با واگرایی (ناحیه سبز) و همگرایی (ناحیه زرد) شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی موج در لایه ۲۰۰-۸۵۰ hPa می‌باشد. شکل‌گیری گردش چرخندی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در سه ناحیه A، B و C سبب واگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی به پایین دست پیچک‌ها روی شرق مدیترانه (C)، شرق اروپا و اوراسیا (A) و غرب مدیترانه و شرق اطلس (B) تا حدود $34 m^2 s^{-2} day^{-1}$ می‌شود. محور پیچک‌های شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در نواحی A و C در راستای شمال غربی-جنوب شرقی و در ناحیه B تقریباً شمال شرقی-جنوب غربی است به نظر می‌رسد که ناو اصلی طی فرایند شکست به دو ناو A و C تقسیم شده که سبب



شکل ۷ الف شار انرژی پیچکی (بردار، $m^2s^{-2}day^{-1}$) و همگرایی شار انرژی پیچکی (بردار، $m^2s^{-2}day^{-1}$) ب- شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی و همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی (ناحیه رنگی، $m^2s^{-2}day^{-1}$) در شکست چرخندی امواج مدیترانه (۲۰-۵۰N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

در شکل ۸-الف مولفه تولید انرژی کژفشاری (BCG) در شکست چرخندی امواج روی شرق دریای مدیترانه محاسبه شده است. مطابق شکل ۲-الف نفوذ هوای گرم به پایین دست ناوه سبب شکل‌گیری گرادیان افقی دما و مقادیر مثبت مولفه تولید کژفشاری انرژی پیچکی موج در ناحیه C روی غرب آسیا و ناحیه A روی شرق اروپا و اوراسیا حدود $3 m^2s^{-2}day^{-1}$ می‌شود. طی فرایند شکست چرخندی، ناوه‌ها به دو قسمت در عرض‌های مختلف در راستای شمال‌غربی-جنوب شرقی با مقادیر مثبت BCG جدا می‌شوند. در شمال غرب آفریقا و غرب مدیترانه نیز مولفه تولید کژفشاری انرژی در پایین دست ناوه B در حدود $3 m^2s^{-2}day^{-1}$ می‌شود. شکل ۸-ب شامل مولفه تبدیل کژفشاری (نواحی رنگی) و ارتفاع ژئوپتانسیلی در شکست امواج روی شرق مدیترانه می‌باشد. حرکت صعودی در پایین دست ناوه‌ها سبب شکل‌گیری مولفه تبدیل کژفشاری گرایش انرژی در سه ناحیه A، B و C مثبت (رنگ آبی) تا حدود $9/6 m^2s^{-2}day^{-1}$ است. شکل‌گیری همزمان مولفه‌های BCG و BCC سبب افزایش انرژی جنبشی پیچکی در پایین دست ناوه‌ها در این سه ناحیه می‌شود ولی تاثیر تولید انرژی پتانسیل پیچکی در شکست چرخندی کمتر می‌باشد.

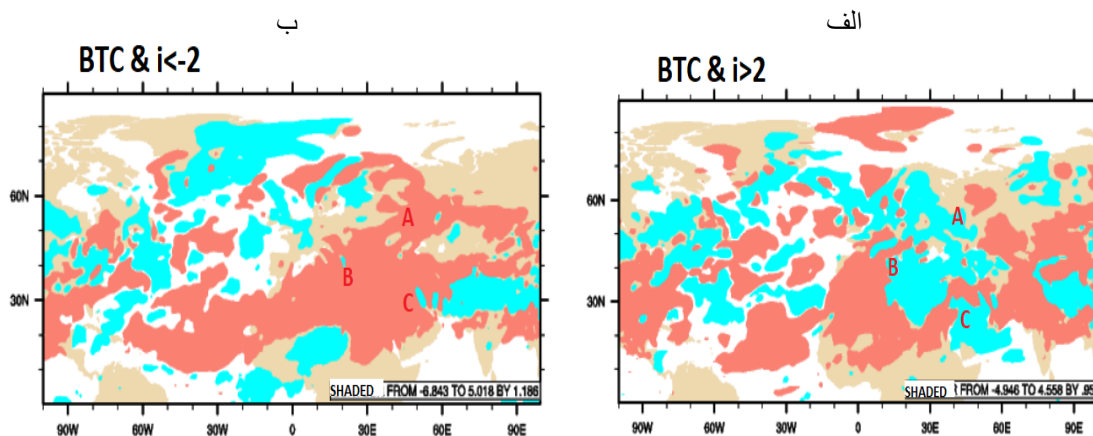


شکل ۸-الف مولفه تولید کژفشاری (ناحیه رنگی، $m^2s^{-2}day^{-1}$) BCG. (ب) مولفه تبدیل کژفشاری (ناحیه رنگی، $s^{-2}day^{-1}$) BCC انرژی پیچکی در شکست چرخندی امواج روی شرق مدیترانه (۲۰-۵۰N) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

رینولدز در پایین‌دست ناوه‌ها روی نواحی A و C منفی و در حدود $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ می‌باشد. تقویت جت‌ها در پایین-دست ناوه‌های A، B و C در راستای شمال‌شرقی-جنوب-غربی سبب شکل‌گیری شیب نصف‌النهاری جریان مداری و تبدیل انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین جو می‌شوند. در نتیجه استقرار جت سبب تضعیف پیچک‌ها در روز شکست و اچرخندی می‌شود.

بزرگی مولفه‌های مختلف انرژی گرایش انرژی در پایین‌دست ناوه متفاوت می‌باشد. همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئو پتانسیلی و همگرایی شار انرژی جنبشی پیچکی بیشترین تاثیر را بر افزایش انرژی جنبشی امواج دارند و تاثیر مولفه‌های دیگر همچون مولفه تولید کژفشاری، تبدیل کژفشاری و فشارورودی حدود ۰/۲۵ درصد این مولفه‌ها بر بزرگی انرژی جنبشی در پایین‌دست ناوه است (جدول ۱).

شکل ۹ بزرگی جمله اتلافی رینولدز (BTC) در شکست چرخندی (الف) و شکست و اچرخندی (ب) امواج روی شرق مدیترانه (۴۵E-۱۵) محاسبه شده است. رنگ آبی مقادیر مثبت و رنگ قهوه‌ای مقادیر منفی $v \cdot (\nabla \cdot v) - 1$ را نشان می‌دهند. مطابق شکل ۹-الف در پایین‌دست ناوه با شکست چرخندی روی نواحی A و C مقادیر اتلافی انرژی پیچکی رینولدز مثبت و تا حدود $4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ می‌باشد خروجی جت در این ناحیه قرار گرفته و سبب تقویت پیچک روی C شرق مدیترانه و غرب آسیا و پیچک A روی اوراسیا و شرق اروپا می‌شود. در ناحیه شرق اطلس و غرب مدیترانه (B) و بزرگی مولفه فشارورودی انرژی حدود $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ می‌باشد و تقویت جت در ناحیه بالادست ناوه سبب تضعیف انرژی پیچکی ناوه B می‌شود. مطابق شکل ۹-ب در شکست و اچرخندی موج روی شرق مدیترانه جمله اتلافی



شکل ۹ مولفه فشارورودی گرایش انرژی (ناحیه رنگی، $\text{BTC}(\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1})$ ، در شکست (الف) چرخندی (ب) و اچرخندی امواج روی شرق مدیترانه (۵۰N-۲۰) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

جدول ۱ میانگین همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی $\text{Div}(\text{vafi})$ ، همگرایی شار انرژی جنبشی پیچکی $\text{Div}(\text{veke})$ ، مولفه تولید کژفشاری (BCG)، تبدیل کژفشاری (BCC) و فشارورودی (BTC)، بزرگی انرژی جنبشی در پایین‌دست ناوه با شکست و اچرخندی (A+B) و با شکست چرخندی (A+C) روی شرق مدیترانه (۵۰N-۲۰) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

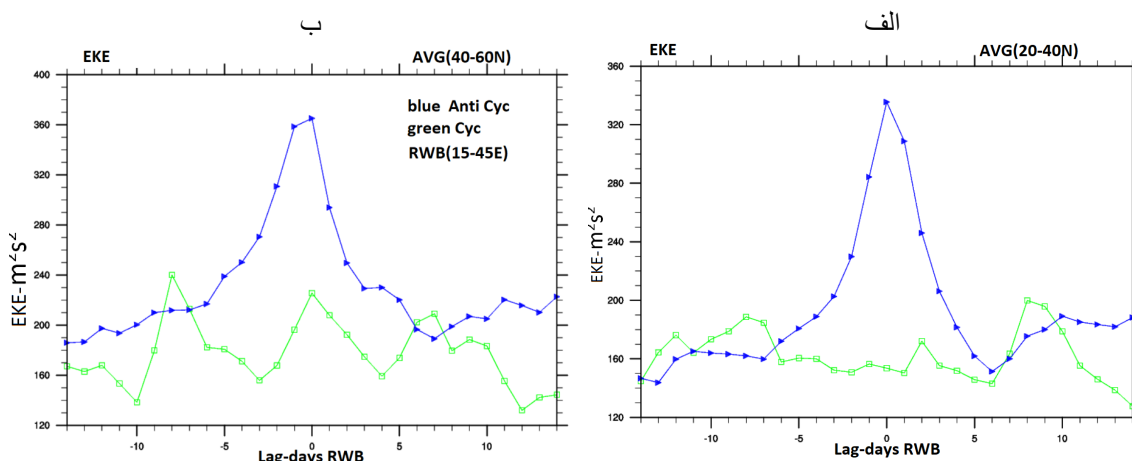
RWB	$\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$	$\partial EKE / \partial t$	$\text{Div}(\text{veke})$	$\text{Div}(\text{vafi})$	BCG	BCC	BTC
Anti-Cyc	(A+B)	۲۱	۳۰	۲۹	۳	۱۱	-۶
Cyc	(A+C)	۲۸	۳۴	۳۴	۳	۹/۶	۴

در شکست امواج روی شرق مدیترانه ناوه اصلی در مدت حدود پنج روز تقویت سپس در روز شکست ناوه تقویت شده

بررسی روند زمانی مولفه‌های گرایش انرژی جنبشی

به دو ناوه کوچکتر در عرضهای مختلف تقسیم می‌شود. در این بخش روند شکل‌گیری و گذر این ناوه‌ها از عرض‌های پایین (۲۰-۴۰N) روی شرق مدیترانه و غرب آسیا و از عرض‌های بالاتر (۶۰-۴۰N) روی شرق اروپا و اوراسیا بررسی می‌شود. به این منظور میانگین انرژی جنبشی در پایین دست ناوه (۴۵E-۱۵) در شکل ۱۰-الف روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (C) در عرض‌های ۲۰-۴۰N و شکل ۱۰-ب روی شرق اروپا و اوراسیا (A) در عرض‌های ۶۰-۴۰N از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست محاسبه شده است. مطابق شکل ۱۰-الف در شکست واچرخندی (منحنی آبی)، انرژی پیچکی روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در بازه شش روز قبل از شکست از حدود $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ به $340 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ افزایش می‌یابد ناوه C در روز قبل از شکست به بیشینه انرژی پیچکی می‌رسد و سپس طی شش روز پس از شکست انرژی ناوه C به حدود

$160 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ کاهش یافته و میرا می‌شود. مطابق شکل ۱۰-ب در بازه شش روز قبل از شکست واچرخندی، انرژی در پایین دست ناوه A روی شرق اروپا و اوراسیا نیز تا حدود $360 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ افزایش و سپس در بازه شش روز بعد از شکست به حدود $160 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ کاهش می‌یابد. همچنین با توجه به شکل ۱۰-الف انرژی پیچکی روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (C) در شکست چرخندی (منحنی سبز)، تغییر قابل توجهی ندارد اما با توجه به شکل ۱۰-ب، انرژی ناوه A در عرض‌های بالاتر تا حدود $260 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ تقویت و سپس بعد از شکست کاهش می‌یابد. به نظر می‌رسد انرژی پیچکی امواج با شکست چرخندی خیلی کمتر از انرژی امواج در شکست واچرخندی است و تاثیر امواج با شکست چرخندی به عرض‌های پایین کمتر است در حالیکه در شکست واچرخندی انرژی در عرض‌های پایین تر بیشتر می‌باشد.



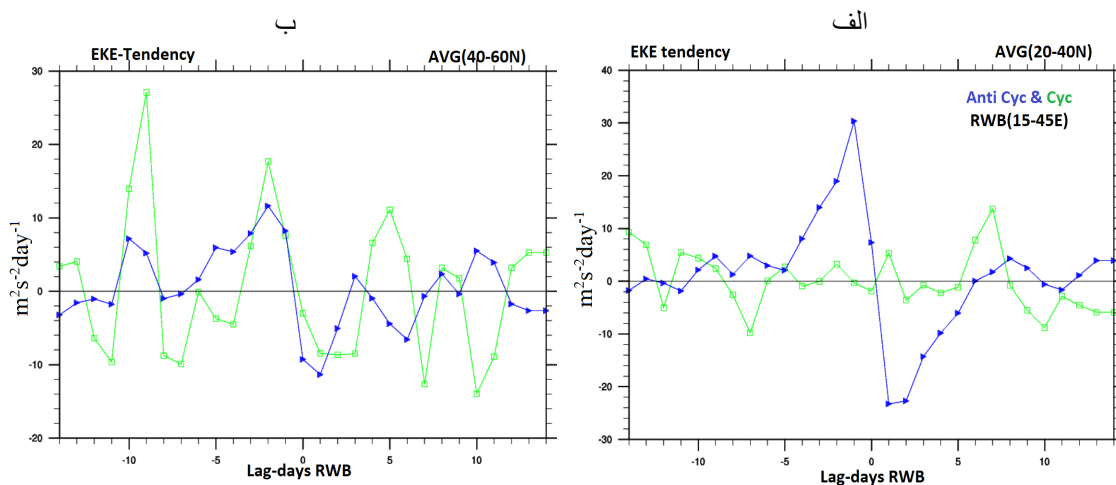
شکل ۱۰ میانگین انرژی جنبشی پیچکی ($200-850 \text{ hPa}$) در پایین دست ناوه (الف) در ناحیه (C) روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرض‌های ۲۰-۴۰N (ب) در ناحیه (B) روی شرق اروپا و اوراسیا در عرض‌های ۶۰-۴۰N از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست واچرخندی (آبی) و چرخندی (سبز) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

در شکل ۱۱ میانگین گرایش انرژی روی ناحیه C در عرض‌های ۲۰-۴۰N (شکل ۱۱-الف) و ناحیه A در عرض‌های ۶۰-۴۰N (شکل ۱۱-ب) از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست محاسبه شده است. با توجه به نمودار رنگ آبی در شکل ۱۱-الف نحوه تغییرات گرایش انرژی برای شکست واچرخندی موج در ناحیه C نشان می‌دهد که در بازه شش روز قبل از شکست گرایش انرژی در ناحیه C مثبت است و انرژی پیچکی در این ناحیه تقویت می‌شود و یک روز قبل از شکست به بیشینه خود در حدود

$30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ می‌رسد طی یک روز پس از شکست، گرایش انرژی پیچکی ناوه به $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ کاهش می‌یابد. اما با توجه به نمودار سبز رنگ تغییرات انرژی در ناحیه C طی فرایند شکست چرخندی بسیار کم در حدود $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ می‌باشد و شکست چرخندی موج تاثیر قابل ملاحظه ای بر ناوه عرض‌های پایین روی غرب آسیا ندارد. مطابق شکل ۱۱-ب تغییرات انرژی پیچکی در عرض‌های ۶۰-۴۰N روی ناحیه A در هر دو شکست واچرخندی و چرخندی مشابه است و طی پنج روز قبل از شکست روند افزایش انرژی

می‌یابد. به نظر می‌رسد طی فرایند شکست گرایش انرژی به شدت تغییر می‌کند.

پیچگی در دو روز قبل از شکست گرایش انرژی به بیشینه در حدود $12 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ می‌رسد و طی چهار روز پس از شکست گرایش انرژی به حدود $-12 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ کاهش



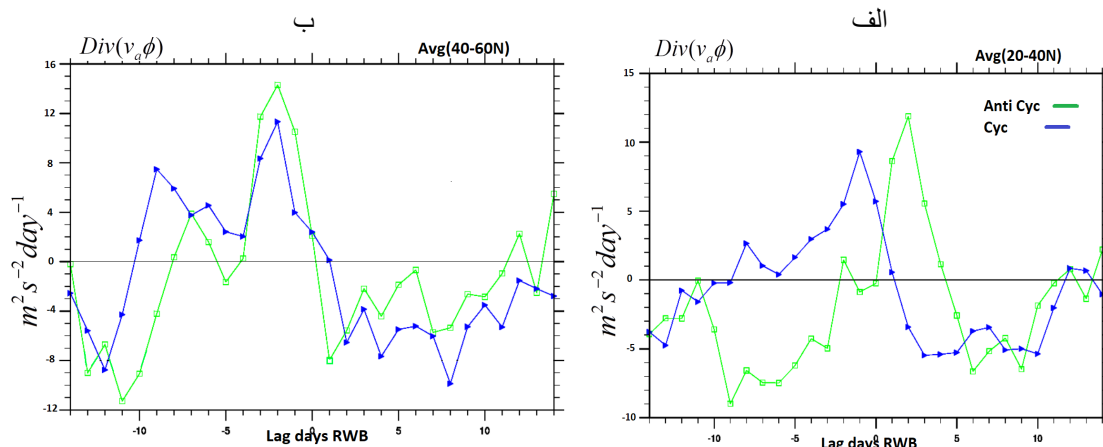
شکل ۱۱ میانگین گرایش انرژی جنبشی پیچگی ($20-40 \text{ hPa}$) در پایین دست ناوه (الف) در ناحیه (C) روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرضهای $20-40 \text{ N}$ (ب) در ناحیه (B) روی شرق اروپا و اوراسیا در عرضهای $40-60 \text{ N}$ از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست و اچرخندی (آبی) و چرخندی (سبز) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

شکل ۱۲ تغییرات زمانی میانگین مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی ($Div(v_a\phi)$) بین چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست موج روی شرق مدیترانه محاسبه شده است. میانگین‌گیری در شکل ۱۲-الف در عرضهای $20-40 \text{ N}$ روی پایین دست ناوه C و شکل ۱۲-ب در عرضهای $40-60 \text{ N}$ روی پایین دست ناوه A می‌باشد. مطابق شکل ۱۲-الف در شکست و اچرخندی (رنگ آبی) مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در ناحیه غرب آسیا و شرق مدیترانه (C) طی حدود شش روز تا روز قبل از شکست با شیب کمی به $10/7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ افزایش می‌یابد سپس طی سه روز پس از شکست مقدار آن به $-5/2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ کاهش می‌یابد. در شکست چرخندی (رنگ سبز) از چهار روز قبل از شکست، مولفه همگرایی شار در ناحیه C به $11/6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ افزایش و سپس طی پنج روز پس از شکست با شیب کمی بزرگی کمیت به $\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ پس از شکست با شیب کمی بزرگی کمیت به $6/4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ کاهش می‌یابد. با توجه به شکل ۱۲-ب رفتار مولفه همگرایی شار ارتفاع آزمینگرد ژئوپتانسیلی در عرضهای بالاتر (A) در شکست‌های چرخندی و اچرخندی مشابه می‌باشد و در دو روز قبل از شکست به بیشینه خود در حدود

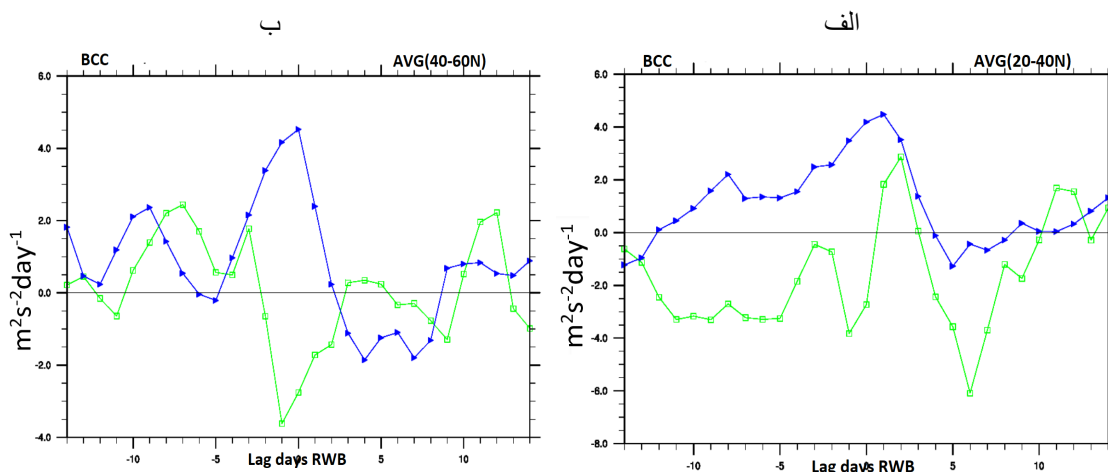
شکل ۱۲ تغییرات زمانی میانگین مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی ($Div(v_a\phi)$) بین چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست موج روی شرق مدیترانه محاسبه شده است. میانگین‌گیری در شکل ۱۲-الف برای ناحیه C در عرضهای $20-40 \text{ N}$ و در شکل ۱۲-ب برای ناحیه A در عرضهای $40-60 \text{ N}$ می‌باشد. مطابق شکل ۱۲-الف مولفه تبدیل کژفشاری (BCC) در ناحیه C طی پنج روز قبل از شکست و اچرخندی به مقدار $4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ در روز اول پس از شکست افزایش می‌یابد و سپس طی پنج روز پس از شکست به $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ کاهش می‌یابد. همچنین با توجه به نمودار سبز رنگ مقدار BCC در شرق مدیترانه (C) در پنج روز قبل از شکست چرخندی به مقدار $3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ در روز اول پس از شکست افزایش می‌یابد و سپس تا روز ششم پس از شکست به مقدار $6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ کاهش می‌یابد. با توجه به شکل

۲ در سه روز قبل از شکست اتفاق می‌افتد. بزرگی تبدیل کژفشاری در شکست واچرخندی قوی‌تر است ولی پس از شکست مقادیر منفی مولفه BCC در چرخندی خیلی قوی‌تر از شکست واچرخندی است که سبب تضعیف بیشتر موج در ناحیه A و C پس از شکست چرخندی می‌شود.

۱۳- مولفه تبدیل کژفشاری انرژی در عرضهای بالاتر روی شرق اروپا و در عرضهای پایین‌تر روی غرب آسیا، ابتدا طی پنج روز قبل از شکست روند افزایشی و سپس طی حدود پنج روز پس از شکست روند کاهشی دارد ولی مقادیر بیشینه BCC در ناحیه A در شکست واچرخندی $m^2 s^{-2} day^{-1}$ یک روز قبل و در شکست چرخندی حدود $m^2 s^{-2} day^{-1}$



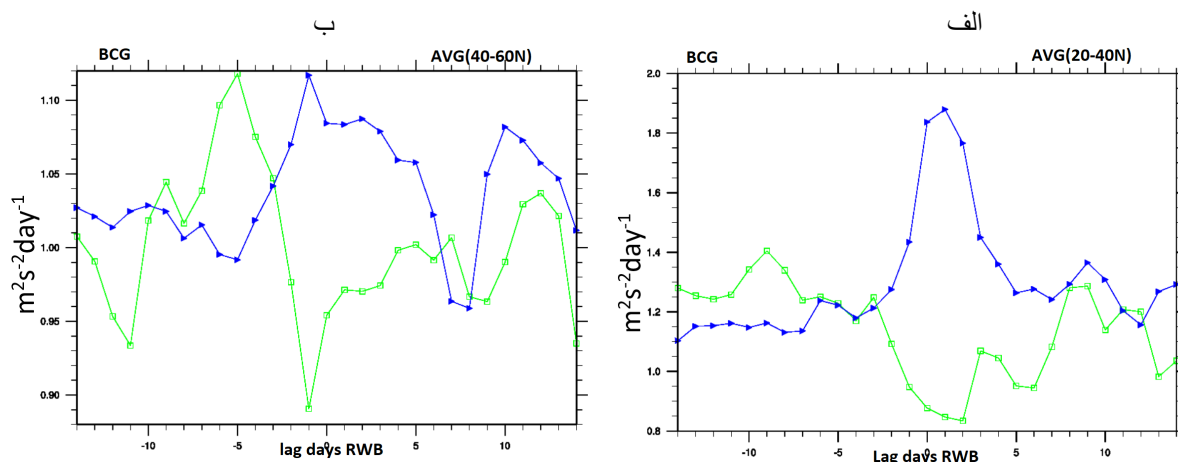
شکل ۱۲ میانگین همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی (۲۰۰-۸۵۰ hPa) در پایین دست ناوه (الف) در ناحیه (C) روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرضهای ۲۰-۴۰N (ب) در ناحیه (B) روی شرق اروپا و اوراسیا در عرضهای ۴۰-۶۰N از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست واچرخندی (آبی) و چرخندی (سبز) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.



شکل ۱۳ میانگین مولفه تبدیل کژفشاری انرژی جنبشی پیچکی (۲۰۰-۸۵۰ hPa) در پایین دست ناوه (الف) در ناحیه (C) روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرضهای ۲۰-۴۰N (ب) در ناحیه (B) روی شرق اروپا و اوراسیا در عرضهای ۴۰-۶۰N از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست واچرخندی (آبی) و چرخندی (سبز) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

روی شرق مدیترانه محاسبه شده است. مطابق شکل ۱۴- الف بیشینه مولفه تولید کژفشاری انرژی (BCG) در ناحیه C در

شکل ۱۴ تغییرات زمانی میانگین مولفه تولید کژفشاری انرژی بین چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست موج



شکل ۱۴ میانگین مولفه تولید کژفشاری انرژی پتانسیل پیچکی (۲۰-۴۰hPa) در پایین دست ناوه (الف) در ناحیه (C) روی

شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرضهای ۲۰-۴۰N (ب) در ناحیه (B) روی شرق اروپا و اوراسیا در عرضهای ۴۰-۶۰N

از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست و اچرخندی (آبی) و چرخندی (سبز) در زمستان ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

کژفشاری در ناحیه A تا حدود $1/2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ افزایش می‌یابد که در شکست چرخندی (نمودار سبز رنگ) بیشینه مقدار BCG روی شرق اروپا در زمان جلوتری نسبت به شکست و اچرخندی شکل می‌گیرد و برعکس در بازه پنج روز پس از شکست مولفه BCG در شکست و اچرخندی با شیب کمتری نسبت به شکست چرخندی کاهش می‌یابد.

یک روز پس از شکست و اچرخندی در حدود $\text{m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ می‌باشد. درحالی‌که با توجه به نمودار سبز رنگ بیشینه مولفه BCG روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (C) در روز سوم قبل از شکست چرخندی حدود $1/2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ است که سپس تا دو روز پس از شکست مولفه BCG در عرضهای پایین کاهش می‌یابد. با توجه به شکل ۱۴-ب طی پنج روز قبل شکست‌های و اچرخندی و چرخندی مولفه تولید

موج، یک ناوه روی اروپا و دو ناوه در عرض پایین‌تر روی مدیترانه تا غرب آسیا شکل می‌گیرند.

طی شش روز قبل از شکست گرایش انرژی در پایین دست ناوه اصلی مثبت و مراکز انرژی تقویت می‌شوند. اما طی روز شکست مولفه‌های گرایش انرژی در پایین دست ناوه اصلی به شدت کاهش می‌یابند که سبب تغییر علامت گرایش انرژی و شکل‌گیری مراکز انرژی متفاوت در عرضهای مختلف می‌شود. رفتارگرایش انرژی در عرضهای مختلف در روزهای پس از شکست موج متفاوت می‌باشد. هر چند در روز شکست گرایش انرژی در عرضهای مختلف کاهش می‌یابد اما گرایش انرژی در عرضهای پایین‌تر در روزهای بعد از شکست موقتا افزایش یافته و مراکز انرژی در عرضهای پایین تقویت می‌شوند. بعبارتی در روز شکست موج ابتدا مرکز انرژی روی اروپا قوی‌تر از مرکز انرژی روی شرق مدیترانه به بیشینه انرژی پیچکی خود رسیده و زودتر از مرکز ناوه

نتیجه‌گیری

طی فرایند شکست موج روی شرق مدیترانه (۴۵E-۱۵)، ناوه اصلی به دو ناوه در عرضهای مختلف روی شرق اروپا و دیگری روی شرق مدیترانه و غرب آسیا تجزیه می‌شود. بررسی بردار شار انرژی جنبشی پیچکی و شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی ناوه‌های شکل‌گرفته نشان می‌دهد که در شکست و اچرخندی (چرخندی)، دو ناوه در راستای شمال-شرقی-جنوب‌غربی (شمال‌غربی-جنوب‌شرقی) روی شرق مدیترانه و اروپا شکل می‌گیرند و همچنین ناوه دیگری در پایین دست (بالادست) جریان در عرضهای پایین‌تری روی شرق (غرب) مدیترانه شکل می‌گیرد بطوریکه انرژی جنبشی پیچکی در سه ناحیه متمرکز می‌شود دو مرکز انرژی پیچکی در راستای محور ناوه اصلی و مرکز انرژی دیگری روی شرق (غرب) مدیترانه استقرار می‌یابد. در نتیجه طی فرایند شکست

مقایسه انرژی پیچکی امواج شکل گرفته روی مدیترانه و اروپا در شکست امواج دامنه بلند (۷۰N-۲۰) و امواج دامنه کوتاه (۵۰N-۲۰) نشان داد که همواره انرژی ناوه‌ها در شکست واچرخندی بیشتر از انرژی ناوه‌ها در شکست چرخندی است و موثرترین عامل در تقویت مراکز انرژی فرارفت انرژی ناشی از بردار شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشد. در مقایسه بزرگی مراکز انرژی پیچکی روی اروپا و مدیترانه در شکست امواج دامنه بلند نسبت به شکست امواج دامنه کوتاه، بزرگی انرژی پیچکی ناوه روی مدیترانه تقریباً مشابه ولی انرژی پیچکی ناوه روی اروپا بیشتر می‌باشد.

منابع

1. Nasr-Esfahany, M. and Mohebalhojeh, A. R., Ahmadi-Givi, F., 2008: The effects of NAO on some meteorological parameters over Middle East and South West Asia. 2, 51-64.
2. khodadi, M., M. azadi., M. Moradi., A. Ranjbar SaadatAbadi., Comparison of wave breaking over Europe and Mediterranean region: wave activity aspects. Geophysical Research Letters. 14. 83-101.
3. Asbaghi, G., M. Joghataei and A. R. Mohebalhojeh, 2015: An Energy View of The Impact of The Quasi-Biennial Oscillation (QBO) on Extratropical Troposphere in Early Winter. Journal of climate research.. 33-38
4. Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. and Mohebalhojeh, A. R., 2014: Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 140(680), 754-765.
5. Asbaghi, G., M. Joghataei and A. R. Mohebalhojeh, 2016: Impacts of the QBO on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks: An energetic perspective. Geophysical Research Letters. 44. 1-8
6. Chang, E. K. M., 1993: Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. J. Atmos. Sci., 50, 2038-2053. --, 1999: Characteristics of wave packets in storm tracks. Part II: Seasonal and hemispheric variations. J. Atmos. Sci., 56, 1729-1747. --, 2000: Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the Southern Hemisphere summer season of 1984/85. Mon. Wea. Rev., 128, 25-50.

روی شرق مدیترانه گذر می‌کند. درحالی‌که ناوه در شرق مدیترانه و غرب آسیا در روزهای بعد از شکست تقویت و سپس گذر می‌کند.

عوامل همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی، تبدیل کژفشاری و تولید کژفشاری سبب تقویت مرکز انرژی در پایین دست ناوه‌ها می‌شود. در شکست واچرخندی (چرخندی) همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در پایین دست ناوه‌ها با محور شمال شرقی-جنوب غربی (شمال-غربی-جنوب شرقی) سبب افزایش انرژی پیچکی ناوه‌ها در عرضهای مختلف می‌شود. جهت بردار شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی نشان می‌دهد که در شکست واچرخندی (چرخندی) انرژی پیچکی از عرض‌های بالاتر (پایین تر) به عرضهای پایین تر (بالاتر) منتقل می‌شود. تقویت ناوه‌ها در عرض پایین تر (بالاتر) سبب جابجایی استواسوی (قطب-سوی) آنها می‌شود.

طی فرایند شکست موج علاوه بر اینکه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع در پایین دست ناوه‌ها روی شرق مدیترانه و اروپا شکل می‌گیرد تقویت حرکت صعودی در پایین دست ناوه‌ها سبب شکل‌گیری مولفه BCC روی شرق مدیترانه و اروپا می‌شود و فرارفت هوای سرد روی شرق اروپا و مدیترانه و نفوذ هوای گرم از شرق مدیترانه و غرب آسیا نیز سبب تقویت مولفه BCG در پایین دست ناوه‌ها می‌شود. شکل‌گیری همزمان مولفه‌های BCC و BCG سبب افزایش انرژی جنبشی پیچکی در پایین دست ناوه‌ها در سه مرکز انرژی می‌شود که بزرگی مولفه BCC دو برابر مولفه BCG و نصف بزرگی مولفه همگرایی شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشد.

شکل‌گیری جت‌ها در راستای شمال شرقی- جنوب غربی (شمال غربی- جنوب شرقی) نیز سبب شکل‌گیری مولفه فشارورودی انرژی (BTC) در ناحیه پایین دست ناوه‌ها و تضعیف (تقویت) انرژی ناوه‌ها در شکست واچرخندی (چرخندی) می‌شود. که بزرگی مولفه BTC در مقیاس بزرگی مولفه BCG می‌باشد و تاثیر کمتری نسبت به سایر مولفه‌ها به گرایش انرژی دارد. در نتیجه تقویت عامل همگرایی بردار شار آزمینگرد ارتفاع ژئوپتانسیلی در روزهای قبل و بعد از شکست عامل اصلی تقویت ناوه‌ها می‌باشد.

13. Orlanski, I., 1993: On the dynamics of a storm track. *J. Atmos. Sci.*, 50, 999–1015. --, and -- 1994: On energy flux and group velocity of waves in baroclinic flows. *J. Atmos. Sci.*, 51, 3823–3828. --, and D. B.
14. Riviere, G and I. Orlanski, 2007: Characteristics of the Atlantic Storm-Track Eddy Activity and Its Relation with the North Atlantic Oscillation., *J. Atmos. Sci.*, 64, 241-266.
15. Strong, C. and G. Magnusdottir., 2010. The Role of Rossby Wave Breaking in Shaping the Equilibrium Atmospheric Circulation Response to North Atlantic Boundary Forcing. *J. Climate.*, 23, 6.
16. Troncroft, C, D, and B. J. Hoskins, and M.E.McIntyre., 1993: Two paradigms of baroclinic wave life-cycle behaviour., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 17-
7. Esler, J. G and P. H. Haynes., 1999. Mechanisms for Wave Packet Formation and Maintenance in Quasigeostrophic Two-Layer Model. *J. Atmos. Sci.* Vol. 56, No. 15.
8. Hakim, G, J., 2003. Developing wave packets in the North Pacific storm track. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2824--2837.
9. Haichn, C., Wangxin, Z., Botato, Z., and T. Fanda, 2019: Impact of nonuniform land surface warming on summer anomalous extratropical cyclone activity over east Asia. *J. Atmos. Sci.*, 124, 19 10306–10320.
10. Magnusdottir, G and Peter H. Haynes. , 1996. Waves activity diagnostics applied to baroclinic wave cycles. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 53, No. 16, 2317-2353.
11. Masato, G, and B. J. Hoskins, and Tim Woollings., 2013. Wave-Breaking Characteristics of Northern Hemisphere Winter Blocking: A Two-Dimensional Approach. *J. Climate.* Vol. 26, No. 13.
12. Orlanski, I., and J. Katzfey, 1991: The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1972–1998. --, and E. K. M. Chang, 1993: Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 50, 212–225.