

تأثیر عرض‌های بحرانی بر شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا

محمد مهدی خدادادی^{۱*}، محمد مرادی^۲، مجید آزادی^۲ و عباس رنجبر سعادت‌آبادی^۲

^۱ کارشناس سازمان هواشناسی، تهران، ایران

^۲ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۲۵، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۰۳)

چکیده

شکست امواج عاملی مؤثر در رفتار امواج طی دوره زندگی چرخندهای کژفشار است. در این پژوهش نقش عرض‌های بحرانی در فرایند شکست امواج گذرا از شرق مدیترانه و غرب آسیا بین سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بررسی شده است. با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim، کمیت‌های شیو تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد، شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج طی فرایند شکست امواج در لایه hPa150-300 محاسبه و بررسی شده است. نتایج نشان داد چهار روز قبل از شکست واپرخندی امواج روی غرب آسیا، نفوذ پشته روی اروپا سبب تقویت سرعت مداری روی شمال اروپا و انحراف شرق‌سوی پشته می‌شود. تقویت سرعت مداری سبب شکل‌گیری نواحی با شیو منفی تاوایی پتانسیلی در شمال اروپا و بازتاب استواسوی ناوه از عرض‌های بحرانی می‌شود. در پایین‌دست ناوه نیز تقویت جت در راستای شمال شرقی- جنوب غربی سبب تشکیل عرض‌های بحرانی و بازتاب غرب‌سوی ناوه می‌شود. در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، تقویت پشته و ناوه روی شرق اروپا سبب شکل‌گیری جت و عرض‌های بحرانی در راستای شمال غربی- جنوب شرقی از بالادست تا پایین‌دست ناوه در عرض‌های میانی می‌شود. بازتاب قطب‌سوی ناوه از عرض‌های بحرانی سبب گردش چرخندی ناوه و تقویت آن در عرض‌های بالاتر می‌شود. شکست موج سبب تبدیل ناوه به دو قسمت در عرض‌های متفاوت روی شرق اروپا و غرب آسیا می‌شود. دو تا چهار روز بعد از شکست موج، همراه با تضعیف جت‌ها و عرض‌های بحرانی در بالادست ناوه، جت‌ها و عرض‌های بحرانی در پایین‌دست ناوه تقویت می‌شوند که این موضوع سبب تقویت ناوه در عرض‌های پایین‌تر روی شرق مدیترانه و غرب آسیا می‌شود به طوری که ابتدا قسمت بالایی ناوه از عرض‌های بالاتر و سپس قسمت پایینی ناوه از روی خاورمیانه و ایران گذر می‌کند.

ناحیه بحرانی شکل‌گرفته در شکست‌های واپرخندی، قوی‌تر از ناحیه بحرانی در شکست‌های چرخندی است؛ در نتیجه مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه‌ها در شکست واپرخندی بیشتر از شکست چرخندی است و شکست واپرخندی، قوی‌تر از شکست چرخندی امواج است.

واژه‌های کلیدی: عرض‌های بحرانی، شکست امواج، شیو تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد، شار فعالیت موج

۱ مقدمه

شکست امواج عاملی مؤثر در رفتار امواج طی دوره زندگی چرخندهای کژ فشار است. لی و فلدشتاین (۱۹۹۵) با استفاده از خروجی مدل گردش عمومی جو (GCM) (General Circulation Model)، گردش چرخندی وردایست دینامیکی (۲PVU) را در سطوح همدمای پتانسیلی ۳۲۰K و گردش واچرخندی وردایست را در سطوح همدمای ۳۵۰K برای پنج روز شبیه‌سازی کردند و نشان دادند در شکست بسته‌موج‌های کژ فشار (baroclinic wave packets)، عرض‌های بحرانی (critical latitudes) (نواحی با شیو نصف‌النهاری سرعت مداری) در بازتاب امواج وردسپهر زیرین مؤثرند. طبق مطالعه برانت و همکاران (۱۹۹۶) و مگناس‌داتیر و هینز (۱۹۹۶) عرض‌های بحرانی در منطقه جنب‌حاره علاوه‌بر منعکس کردن امواج استواسو به سمت عرض‌های میانی، سبب جذب امواج نیز می‌شوند. مگناس‌داتیر و هینز (۱۹۹۸) برای یافتن علت رفتار دوگانه عرض‌های بحرانی (انعکاس، جذب و شکست امواج) بردار تکانه امواج را در سطح همدمای پتانسیلی ۳۲۰K محاسبه کردند و دریافتند امواج کژ فشار در طول مسیر حرکت به سبب اصطکاک و تابش آهسته میرا می‌شوند، ولی در عرض‌های پایین‌تر به علت کاهش سرعت شار زمینه، میرایی بیشتر می‌شود و برای موج‌های بلنددامنه‌تر، پدیده غیرخطی انعکاس افزایش و جذب آنها کاهش می‌یابد. ایشان علت وقوع انعکاس امواج با دامنه بلند را شار استواسوی پیچکی فعالیت موج و برهم‌کنش پیچک‌های ناشی از آن با شار زمینه در عرض‌های بحرانی دانستند. در عرض‌های بحرانی سرعت مداری موج تقریباً با سرعت افقی شار زمینه برابر است. شاپیرو و همکاران (۲۰۰۱) در بررسی دوره زندگی امواج با گردش چرخندی و واچرخندی روی شرق اقیانوس آرام دریافتند تغییر شیو نصف‌النهاری سرعت جت روی اقیانوس آرام سبب تغییر شیو تاوایی پتانسیلی می‌شود؛ در نتیجه در

سطوح همدمای پتانسیلی ۳۵۰K-۳۰۰، گردش واچرخندی PV در فاز سرد انسو (La-nina southern oscillation) و گردش چرخندی PV در فاز گرم انسو (El-nino southern oscillation) بیشتر است. اسکات و کاماس (۲۰۰۲) با شبیه‌سازی شکست امواج در سطوح همدمای پتانسیلی ۳۵۰K-۳۲۰ در اقیانوس آرام مشاهده کردند شکست موج‌ها به ناحیه تضعیف میدان باد وابسته است. آنها شکست واچرخندی امواج را ناشی از نفوذ تاوایی پتانسیلی پوشن‌سپهر زیرین به وردسپهر زیرین و عامل شکست چرخندی امواج را نفوذ هوای وردسپهر به پوشن‌سپهر در طرف قطب‌سوی جت معرفی کردند. ریوری و ارلانسکی (۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های NCEP-NCAR نشان دادند در شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اقیانوس اطلس، شار قطب‌سوی (استواسوی) تکانه پیچکی سبب جابه‌جایی قطب‌سوی (استواسوی) جت می‌شود. ابات‌زگلو و مگناس‌داتیر (۲۰۰۶، ۲۰۰۷) نیز سازوکار شکست امواج روی اقیانوس اطلس و اروپا را با توجه به موقعیت و شدت جت‌ها و شیو تاوایی پتانسیلی در وردسپهر زیرین بررسی کردند. آنها بر اساس شدت شیو تاوایی پتانسیلی، شکست امواج را به حالت‌های انعکاسی و غیرانعکاسی دسته‌بندی کردند. مارتیوز و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim، شکست امواج با گردش واچرخندی (LC2) و چرخندی (LC1) را در سطوح همدمای پتانسیلی ۳۵۰K مطالعه کردند و نشان دادند تقویت جت‌ها در شکل‌گیری عرض‌های بحرانی (شیو منفی تاوایی پتانسیلی) و شکست امواج روی اقیانوس اطلس مؤثر است. ایشان بر این اساس وابستگی بسامد شکست امواج را در فازهای مختلف نوسان جنوبی اقیانوس آرام (ENSO) و اطلس شمالی (NAO) بررسی کردند و دریافتند بسامد شکست واچرخندی امواج در فاز سرد ENSO و فاز مثبت NAO

داده‌های بازتحلیل ERA-Interim در سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ شکست امواج روی اروپا را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در شکست و اچرخندی، در بالادست ناوه، جت مداری روی شمال اروپا و در پایین دست ناوه، جت شمال شرقی- جنوب غربی تا جنب‌حاره کشیده می‌شود، درحالی‌که در شکست چرخندی، جت‌ها در بالادست و پایین دست ناوه بیشتر در عرض‌های میانی شکل می‌گیرند. در این پژوهش با بررسی کمیت‌های ارتفاع، تاوایی پتانسیلی و جت‌ها در وردسپهر زیرین، ابتدا سازوکار شکست امواج در شرق مدیترانه و غرب آسیا بررسی و سپس با محاسبه شیو تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد و همگرایی شار فعالیت موج، نقش جت‌ها و عرض‌های بحرانی در شکست امواج زمستانه روی شرق مدیترانه و غرب آسیا تحلیل می‌شود.

۲ داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های استفاده شده در مطالعه حاضر، داده‌های بازتحلیل ERA-Interim با تفکیک افقی ۰/۷۵ در ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ به وقت UTC در فصل زمستان (ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ هستند که از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) تهیه شده‌اند. ابتدا با استفاده از میانگین روزانه داده‌ها برای ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، سرعت باد و تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۵۰۰، ۳۰۰، ۲۰۰ و ۱۵۰ هکتوپاسکال، کمیت‌های تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد، شیو نصف‌النهار تاوایی پتانسیلی، شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج برای تمام روزهای زمستان (۱۵Apr.-۱۵Nov) سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹، در ده منطقه مجزا از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰°E-۶۰°W) محاسبه شده‌اند. امواج گذرا از منطقه مدیترانه در دو حالت با دامنه بلند در عرض‌های ۷۰°N-۲۰° و با دامنه کوتاه‌تر در عرض‌های ۵۰°N-۲۰° در نظر گرفته شدند. برای

بیشتر است. ونگ و مگناس‌داتیر (۲۰۱۲) نشان دادند شکست چرخندی امواج در خروجی جت‌ها اتفاق می‌افتد. در سال‌های ۱۹۵۶ تا ۱۹۹۷، مرکز جت‌ها در شمال اطلس در راستای SW-NE جابه‌جا و سبب جابه‌جایی شکست چرخندی امواج به سمت شمال شرق اطلس شده است. بارنت و هارتمن (۲۰۱۲) با استفاده از خروجی مدل‌های فشارورود و GCM و همچنین داده‌های بازتحلیل ERA-Interim، کمیت‌های تاوایی مطلق و تاوایی پتانسیلی را برای سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۱ در نیمکره جنوبی محاسبه کردند و به این نتیجه رسیدند همراه با جابه‌جایی قطب‌سوی جت‌ها در فصل‌های مختلف، شکست و اچرخندی امواج در عرض بالاتری صورت می‌گیرد، اما موقعیت گردش چرخندی امواج از جابه‌جایی جت‌ها زیاد تأثیر نمی‌پذیرد و در عرض‌های حدود ۶۰°S شکل می‌گیرد.

ماساتو و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند معمولاً شکست چرخندی روی شرق اروپا و غرب آسیا و شکست و اچرخندی روی اقیانوس‌های اطلس و آرام بیشتر روی می‌دهد. در غرب اقیانوس آرام، شکست و اچرخندی با نفوذ هوای گرم به عرض‌های بالاتر و شکل‌گیری بندال در خروجی قطب‌سوی جت همراه است. بر اساس مطالعه فهیمی و همکاران (۱۳۹۲)، بسامد و دوره بندال‌ها روی اروپا و غرب آسیا در فصل زمستان و بهار بیشتر از دیگر فصل‌ها است. رویی و هیچمن (۲۰۱۵) با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی مدل UWNMS (University of Wisconsin Nonhydrostatic Modeling System) نشان دادند معمولاً تا شدگی و ردايست با شکل‌گیری نواحی شیو تاوایی پتانسیلی منفی و شکست امواج در وردسپهر زیرین همراه می‌شود. برهانی و احمدی گیوی (۱۳۹۷) نیز اظهار داشتند که در موارد تا شدگی و ردايست، شکست امواج روی غرب آسیا سبب نفوذ تاوایی پتانسیلی به ترازهای پایین‌تر می‌شود. خدادی و همکاران (۱۳۹۹) با استفاده از

تابع موج است و شیو قائم تابع موج در مختصات

$$\text{لگاریتمی با رابطه } \frac{\partial \varphi_w}{\partial z^*} = \frac{RT}{H} \text{ تعریف می شود.}$$

$$\text{اگر با استفاده از تابع } \psi(\varphi, z) = \frac{e^{-\frac{z}{2H}}}{\sqrt{N^2}} \varphi_w$$

جریان

$$\psi(\lambda, \varphi, z, t) = \psi(\varphi, z) e^{ik[\lambda - (c/a \cos(\varphi))t]}$$

معادله (۱) جاگذاری کنیم، رابطه پاشندگی موج در

$$\text{مختصات کروی بر حسب شیو تاوایی پتانسیلی } \left(\frac{\partial q^e}{a \partial \varphi} \right),$$

بسامد کوریولیس و عدد موج k به دست می آید (هارنیک

و لیندنزن، ۲۰۰۱ و ویلس، ۲۰۱۷):

(۲)

$$m^2 + \frac{N^2}{f_0^2} l^2 = \left[\frac{\partial q/a \partial \varphi}{U - ca \cos(\varphi)} - \frac{f^2}{4H^2 N^2} - \frac{k^2}{a^2 \cos^2(\varphi)} \right] / \sin^2(\varphi)$$

که λ و φ به ترتیب طول و عرض جغرافیایی، a شعاع

زمین، l^2 و m^2 مؤلفه نصف النهاری و قائم ضریب

شکست موج یا مشتق مرتبه دوم تابع جریان به ترتیب نسبت

به طول و عرض جغرافیایی هستند. تغییرات تابع موج با

عدد موج ۴ تا ۶ در راستای قائم نسبت به تغییرات تابع

موج در راستای نصف النهاری تقریباً ناچیز است و طرف

راست رابطه پاشندگی موج تقریباً معادل مؤلفه

نصف النهاری ضریب شکست موج است. اگر $l^2 > 0$

باشد، مؤلفه نصف النهاری حرکت موج وجود دارد و اگر

$l^2 < 0$ باشد، جذب موج در راستای نصف النهاری با شار

زمینه اتفاق می افتد. گفتنی است $l^2 = 0$ بیانگر شکل گیری

سطوح انعکاس موج در راستای نصف النهاری است.

پریشیدگی تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد در مختصات

کروی از رابطه زیر محاسبه می شود (اندروز و مکین تاپر،

۱۹۷۸ و ویلس، ۲۰۱۷):

(۳)

$$q^e = \frac{1}{a^2 \cos^2(\varphi)} \frac{\partial^2 \psi^e}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos^2(\varphi)} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos(\varphi) \frac{\partial \psi^e}{\partial \varphi} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} \Theta_p^0$$

تعیین شکست امواج با طول موج λ_w ، با استفاده از روش

اسلر و هینز (۱۹۹۹) مؤلفه نصف النهاری شار فعالیت موج

در پایین دست امواج ($\lambda_w/2$) محاسبه و دسته بندی شد و

شناسه شکست امواج با دامنه بلند به صورت

$|i(\lambda_w, t)| > 3$ و برای امواج با دامنه کمتر با

$|i(\lambda_w, t)| > 2$ همچنین در این پژوهش

شکست امواج با عدد موج ۴ تا ۶ بررسی و برای این

منظور از پالایه میان گذر لنکسوز (Lancsoz) برای حذف

امواج دیگر استفاده شده است (ریوری و ارلانسکی،

۲۰۰۷). در ادامه این بخش، روابط مربوط به پریشیدگی

تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد و شیو تاوایی پتانسیلی امواج

در شار دو لایه با فرض ناچیز بودن اصطکاک و میرایی

تابشی (میرایی نیوتنی و رایلی) تعریف می شود.

اگر T_s و p_s و ρ_s به ترتیب دما، فشار و چگالی در

تراز 1000 hPa باشند و $R = 286$ ثابت عمومی گازها باشد،

آنگاه ارتفاع استاندارد جو با رابطه $H = \frac{RT_s}{g}$ ، مختصه

قائم لگاریتمی با رابطه $z^* = -H \ln \left(\frac{p}{p_s} \right)$ و چگالی

جو با رابطه $\rho = \rho_s \exp \left(\frac{z^*}{H} \right)$ تعریف می شود. گفتنی

است چگالی جو نسبت به ارتفاع کاهش می یابد. با فرض

پایستگی تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد ($\frac{Dq}{Dt} = 0$),

معادله موج در مختصات قائم لگاریتمی عبارت است از

(هولتن، ۲۰۰۴ و جیمز، ۱۹۹۴):

(۱)

$$\frac{f_0^2}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho}{N^2} \frac{\partial \varphi_w}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial^2 \varphi_w}{\partial y^2} + \left[\frac{\bar{q}_y}{U - c} - k^2 \right] \varphi_w = 0$$

که f_0 بسامد کوریولیس، N^2 بسامد شناوری جو، k عدد

موج، c سرعت فاز موج و U میانگین سرعت افقی است.

اگر ϕ ارتفاع ژئوپتانسیلی و f بسامد باشد، $\varphi_w = \frac{\phi}{f}$

واچرخندی (سمت چپ) و چرخندی (سمت راست) امواج روی شرق اروپا و مدیترانه نشان می‌دهد. امواج شامل ناوه B و پشته A در بالادست و پشته C در پایین‌دست ناوه B هستند. با توجه به شکل ۱-الف چهار روز قبل از شکست چرخندی موج روی شرق اروپا و مدیترانه، تاوایی پتانسیلی در حدود ۴PVU روی محور ناوه B در راستای شمال شرقی-جنوب غربی نفوذ کرده است. مطابق شکل ۱-ج در روز دوم قبل از شکست چرخندی موج، شیب ناوه به راستای شمال غربی-جنوب شرقی تغییر می‌کند و تاوایی همراه آن به ۶PVU می‌رسد. در روز شکست موج، گردش چرخندی ناوه ادامه داشته و شیب محور ناوه B و تاوایی همراه آن به بیشینه خود در حدود ۶/۵PVU رسیده است (شکل ۱-ه). در این روز ناوه به عرض‌های پایین‌تر نفوذ می‌کند و به دو قسمت در عرض‌های 30° - 40° N روی شمال ایران و عرض‌های 45° - 55° N روی شرق اروپا و اوراسیا تقسیم شده است. مطابق شکل ۱-ز در دو روز پس از شکست، قسمت پایینی ناوه از شمال ایران گذر می‌کند و با جابه‌جایی قسمت بالایی ناوه به سمت شمال اروپا، شیب محور ناوه کاهش می‌یابد و پشته C روی شمال شرق ایران تا شمال اوراسیا نفوذ می‌کند. در روز چهارم پس از شکست، در عرض‌های بالا پشته C تضعیف شده است و قسمت بالایی ناوه به سمت شرق اوراسیا گذر می‌کند. در عرض‌های پایین، پشته C روی ایران و ناوه با محور تقریباً قائم و تاوایی حدود ۶PVU روی شرق مدیترانه شکل می‌گیرد (شکل ۱-ط).

با توجه به شکل ۱-ب در چهار روز قبل از شکست واچرخندی موج روی شرق اروپا و مدیترانه، محور ناوه B در راستای قائم و همراه با تاوایی حدود ۴/۵PVU است. در روز دوم قبل از شکست، محور ناوه به صورت شمال شرقی-جنوب غربی تغییر می‌کند و تاوایی همراه آن به ۵/۵PVU افزایش می‌یابد (شکل ۱-د). با توجه به شکل

که 17° پریشیدگی تابع جریان و θ° پریشیدگی دمای پتانسیل نسبت به میانگین فصلی در زمستان‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ است. در این تحقیق، تاوایی پتانسیلی و شیو تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد ($\frac{\partial q^e}{a \partial \varphi}$) با استفاده از رابطه (۳) و مؤلفه نصف‌النهاری ضریب شکست (I^2) با استفاده از رابطه (۲) در هر روز دوره آماری محاسبه شده است (پالمر، ۱۹۸۱ و مکین‌تایر و پالمر، ۱۹۸۳). سپس با استفاده از روش اسلر و هینز (۱۹۹۹) در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج، میانگین روزانه کمیت‌ها در ۱۱ (۱۲) مورد شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در عرض‌های 20° - 70° N و 59 (۴۲) مورد شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در عرض‌های 20° - 50° N روی غرب آسیا و 68 (۴۵) مورد شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در عرض‌های 20° - 50° N روی غرب مدیترانه محاسبه شده است (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹).

در بخش سوم، تحول زمانی میانگین کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی پتانسیلی، سرعت جت در تراز 200hPa و شیو تاوایی پتانسیلی، شار فعالیت موج و همگرایی آن در لایه 150hPa - 300 از چهار روز قبل تا چهار روز بعد از شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در عرض‌های 20° - 70° N بررسی می‌شود. در بخش چهارم کمیت‌های تاوایی پتانسیلی و شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه‌ها در عرض 20° - 50° N روی نواحی غرب و شرق مدیترانه مقایسه و تحلیل می‌شوند و در بخش پنجم به بحث و نتیجه‌گیری پرداخته می‌شود.

۳ تحلیل تحول زمانی کمیت‌های دینامیکی تراز

۲۰۰hPa در شکست امواج

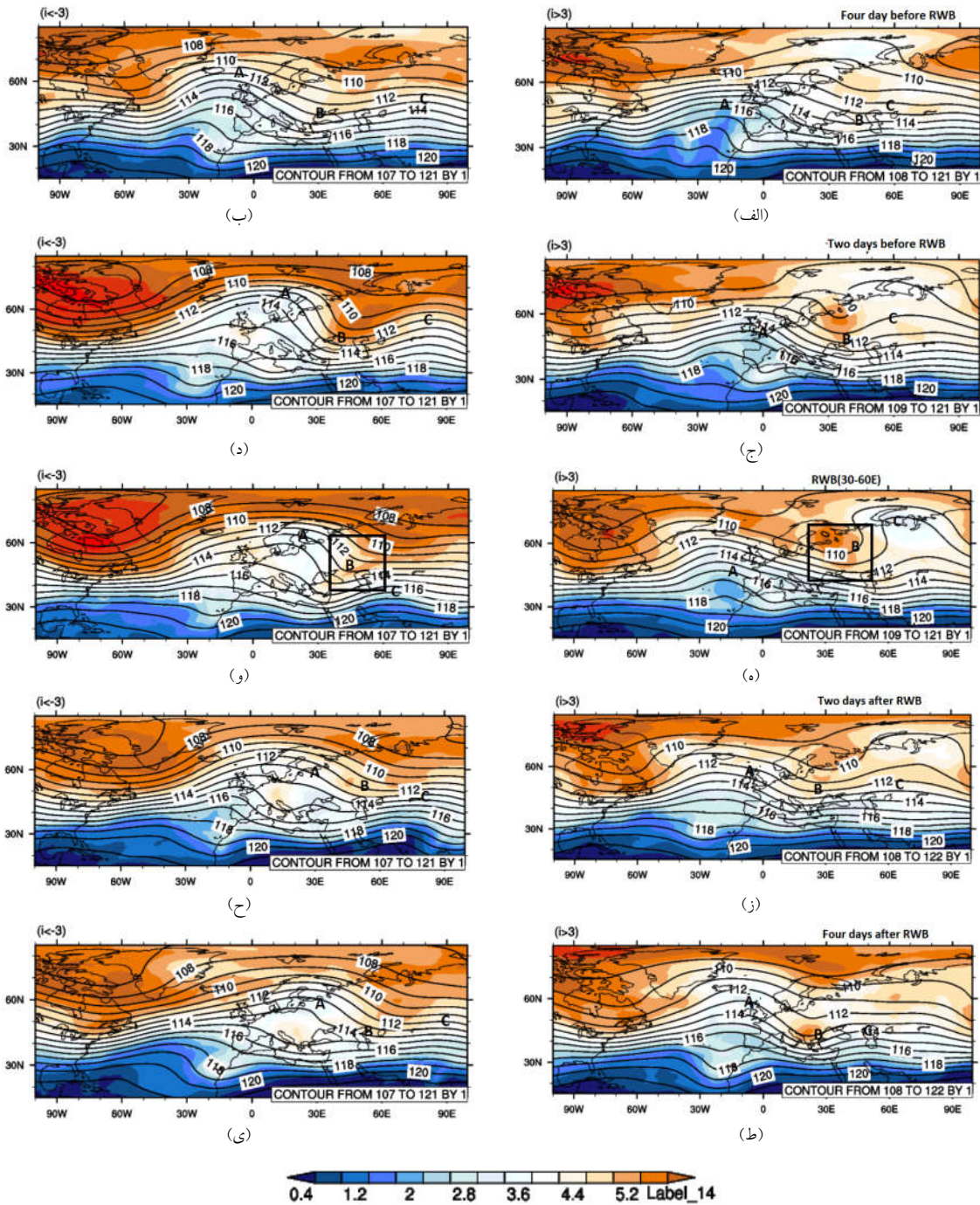
۱-۳ تاوایی پتانسیلی

شکل ۱ تحول زمانی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی پتانسیلی امواج تراز 200hPa را در شکست‌های

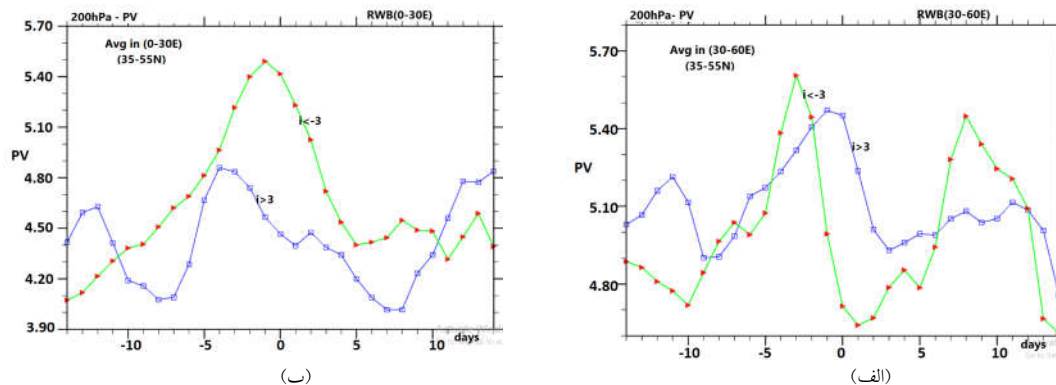
۱- و، گردش و اچرخندی ناوه B و شیب محور ناوه تا روز شکست افزایش می‌یابد، تاوایی همراه آن به بیشینه خود تا حدود ۷PVU می‌رسد و در راستای محور ناوه به عرض‌های پایین‌تر روی مدیترانه نفوذ می‌کند. دو روز پس از شکست، ناوه به دو قسمت در عرض‌های $40^{\circ}N - 25^{\circ}N$ روی شرق مدیترانه و در عرض‌های $60^{\circ}N - 45^{\circ}N$ روی شرق اروپا و اوراسیا تقسیم شده است. در عرض‌های پایین، شکل‌گیری پشته C روی شرق ایران سبب نفوذ بیشتر ناوه به شرق مدیترانه می‌شود و در عرض‌های بالاتر، قسمت بالایی ناوه از روی اوراسیا گذر می‌کند و مقدار تاوایی آن کاهش می‌یابد. از روز چهارم پس از شکست، قسمت پایینی ناوه با تاوایی حدود ۵PVU از روی شمال ایران گذر می‌کند (شکل‌های ۱-ح، ۱-ی).

در شکل ۲ تحول زمانی میانگین تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناوه‌ها (ناحیه مربع) طی فرایند شکست چرخندی (آبی) و و اچرخندی (سبز) امواج روی شرق اروپا و مدیترانه نشان داده شده است. ناحیه مربع در عرض‌های میانی ($55^{\circ}N - 35^{\circ}N$) روی پایین‌دست ناوه در نظر گرفته شده است (شکل‌های ۱-ه و ۱-و). با توجه به شکل ۲-الف، در شکست و اچرخندی موج روی شرق اروپا و مدیترانه، بیشینه تاوایی در پایین‌دست ناوه در حدود دو روز قبل از شکست اتفاق می‌افتد. مطابق شکل ۱-د در روزهایی که تاوایی پتانسیلی در ناوه به بیشینه خود روی اوراسیا می‌رسد، شیب محور شمال شرقی- جنوب غربی ناوه ناچیز است. در روزهای بعد از شکست، با نفوذ پشته A به شمال روسیه، شیب محور ناوه زیاد می‌شود و ناوه به عرض‌های پایین‌تر روی غرب آسیا نفوذ می‌کند (شکل‌های ۱-و، ۱-ح). بیشینه تاوایی در پایین‌دست ناوه روی غرب آسیا کاهش می‌یابد، ولی در عرض‌های پایین‌تر، حرکت استواسوی ناوه با گردش و اچرخندی همراه است. با توجه به شکل ۲-الف، در شکست چرخندی تقریباً در روز شکست موج تاوایی به

بیشینه خود در راستای محور ناوه می‌رسد (شکل ۱-ه) و در روزهای پس از شکست چرخندی، تاوایی پتانسیلی در عرض‌های بالاتر روی اوراسیا کاهش می‌یابد (شکل‌های ۱-ز، ۱-ط). مطابق شکل‌های ۱ و ۲-الف، سه تا پنج روز قبل از شکست موج روی شرق اروپا و مدیترانه، تاوایی پتانسیلی از بالادست ناوه به پایین‌دست آن فرارفت یافته است و علاوه بر افزایش تاوایی پتانسیلی در عرض‌های میانی، دامنه و شیب محور ناوه نیز افزایش می‌یابد. در مدت چهار روز پس از شکست موج، ناوه به دو قسمت در عرض‌های مختلف تفکیک می‌شود و به همراه آن، تاوایی پتانسیلی در دو عرض متفاوت استقرار می‌یابد. در دو روز پس از شکست، ابتدا تاوایی پتانسیلی در عرض‌های بالاتر روی اوراسیا کاهش می‌یابد و تاوایی در عرض‌های پایین روی شرق مدیترانه و شمال ایران تقویت می‌شود. سپس تا روز پنجم، تاوایی در عرض‌های پایین نیز کاهش می‌یابد. مطابق شکل ۲-ب در شکست و اچرخندی امواج روی اروپا و غرب مدیترانه نیز میانگین تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناوه‌ها (ناحیه مربع در شکل ۱-و) تا روز قبل از شکست موج به بیشینه خود در حدود ۶PVU می‌رسد و چهار روز پس از شکست، از تاوایی کاسته و ناوه میرا می‌شود. در شکست‌های چرخندی امواج روی اروپا و غرب مدیترانه، حدود سه روز قبل از شکست موج، تاوایی پتانسیلی ناوه به بیشینه خود می‌رسد. در شکست چرخندی امواج روی اروپا و غرب مدیترانه، استقرار پشته در پایین‌دست ناوه سبب نفوذ تاوایی پتانسیلی به عرض‌های پایین‌تر و گردش چرخندی ناوه می‌شود، درحالی‌که گردش چرخندی امواج در شرق اروپا و مدیترانه با پشته قوی‌تری در پایین‌دست ناوه همراه است و نسبت به امواج با گردش چرخندی روی اروپا و غرب مدیترانه، تاوایی پتانسیلی بیشتری با ناوه همراه می‌شود.



شکل ۱. ارتفاع پربند، ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی پتانسیلی (ناحیه رنگی، PVU) در ۲۰۰hPa. نمودارهای (الف)، (ج)، (ه)، (ز) و (ط) به ترتیب مربوط به چهار روز قبل تا چهار روز بعد از شکست چرخندی امواج غرب آسیا در عرض‌های ۷۰°N-۲۰° هستند. نمودارهای (ب)، (د)، (و)، (ح) و (ی) مشابه نمودارهای پیشین اما برای شکست و اچرخندی هستند.



شکل ۲. سری زمانی میانگین تاوایی پتانسیلی (PVU) تراز ۲۰۰hPa از چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست واچرخندی (خط سبز) و چرخندی (خط آبی) امواج روی (الف) غرب آسیا (ب) اروپا.

۲-۳ شار فعالیت موج

اوراسیا افزایش می‌یابد. مطابق شکل ۳-ه در روز شکست چرخندی موج، مؤلفه قطب‌سوی شار فعالیت موج تقویت می‌شود و به نظر می‌رسد با تقویت ارتفاع پشته C تا حدود ۱۲۰۰ ژئوپتانسیل‌متر در پایین‌دست ناوه روی شمال شرق اوراسیا، ناوه B به عرض‌های پایین‌تر روی شمال ایران نفوذ می‌کند. مطابق شکل‌های ۳-ز و ۳-ط، چهار روز پس از شکست ناوه، مؤلفه قطب‌سوی شار فعالیت موج کاهش می‌یابد و با گذر قسمت بالایی ناوه از عرض‌های 40° - 55° N، شار مداری فعالیت موج روی اوراسیا همراه با ناحیه چشمه-چاهه شار فعالیت موج در راستای مداری شکل می‌گیرد. همچنین در این مدت در عرض‌های پایین‌تر روی ایران، ارتفاع پشته تا حدود ۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر و ارتفاع ناوه تا حدود ۱۰۰۰ ژئوپتانسیل‌متر روی شرق مدیترانه تقویت می‌شود و به همراه تقویت ناوه روی شرق مدیترانه، ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج در راستای مداری در عرض‌های پایین شکل می‌گیرد. به نظر می‌رسد در شکست چرخندی موج، همگرایی شار فعالیت موج در دو عرض متفاوت ولی در زمان‌های متوالی شکل می‌گیرد. قسمت بالایی ناوه قبل از شروع فرایند شکست موج و قسمت پایینی ناوه در

در شکل ۳ تحول زمانی کمیت‌های بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۲۰۰hPa و شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج در لایه ۱۵۰-۳۰۰hPa در شکست واچرخندی (سمت چپ) و شکست چرخندی (سمت راست) امواج روی شرق اروپا و مدیترانه نسبت به میانگین فصلی کمیت‌ها محاسبه شده است. به نظر می‌رسد مطابق شکل‌های ۱ و ۳ در نواحی‌ای که واگرایی شار فعالیت موج وجود دارد، ارتفاع کاهش و تاوایی پتانسیلی افزایش می‌یابد؛ در نتیجه در این نواحی ناوه تقویت می‌شود (پالمر، ۱۹۸۱ و اندروز و همکاران، ۱۹۸۷). در چهار روز قبل از شکست چرخندی موج روی شرق اروپا و مدیترانه، شار فعالیت موج در راستای مداری از بالادست ناوه B روی شرق اروپا و اگر (ناحیه زرد) و روی ناحیه اوراسیا همگرا (ناحیه سبز) می‌شود (شکل ۳-الف) و ناحیه چشمه-چاهه شار فعالیت موج دیگری در شرق خزر شکل می‌گیرد. با توجه به شکل ۳-ج، ناوه B نیز تا دو روز قبل از شکست همراه با تقویت پشته A روی مدیترانه و جنوب اروپا، روی شرق اروپا و اوراسیا تقویت می‌شود و در نتیجه شار قطب‌سوی فعالیت موج از روی شرق اروپا به عرض‌های بالاتر روی

پس از شکست، تضعیف پشته روی ایران سبب کاهش همگرایی شار فعالیت موج غرب ایران می‌شود و از روز چهارم پس از شکست، قسمت پایینی ناوه از روی شرق مدیترانه و ایران عبور می‌کند.

میانگین مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در ناحیه پایین‌دست ناوه (ناحیه مربع) از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از شکست امواج روی غرب و شرق مدیترانه محاسبه شده است (شکل ۴). ناحیه مربع در عرض‌های میانی ($55^{\circ}N - 35^{\circ}$) در پایین‌دست ناوه است (شکل‌های ۳-۵، ۳-۳ و). مطابق شکل‌های ۳-الف و ۳-ب، در شکست و اچرخندی (اچرخندی)، شار استواسوی (قطب‌سوی) فعالیت موج از حدود سه روز قبل از شکست و اچرخندی (اچرخندی) موج شکل می‌گیرد. مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در روز شکست و اچرخندی (اچرخندی) به بیشینه خود در حدود ۱۴-۶) واحد ($10^{-7} m^2/s^2$) می‌رسد سپس حدود سه روز پس از شکست، به صفر کاهش می‌یابد. با توجه به شکل‌های ۳-الف و ۴-الف، در شکست اچرخندی امواج روی غرب آسیا، از شش روز قبل از شکست، شار قطب‌سوی فعالیت موج همراه با تقویت پشته روی اروپا شکل می‌گیرد. تقویت پشته-ناوه همراه با گردش اچرخندی روی شرق اروپا سبب تقویت شار قطب‌سو در پایین‌دست ناوه تا روز شکست موج می‌شود. پنج روز پس از شکست موج، همراه با تضعیف پشته-ناوه، شار قطب‌سو به صفر کاهش می‌یابد. همچنین با توجه به شکل ۴-الف، در شکست و اچرخندی امواج روی غرب آسیا، از روز هفتم تا چهارم قبل از شکست، شار قطب‌سوی ضعیفی در حدود ۲ واحد ($10^{-7} m^2/s^2$) شکل می‌گیرد. طی سه روز قبل از شکست، با تقویت پشته-ناوه روی شرق اروپا همراه با گردش و اچرخندی موج، شار استواسوی فعالیت موج شکل می‌گیرد که تا روز شکست افزایش می‌یابد. سپس در مدت سه روز پس از شکست، پشته-ناوه تضعیف می‌شود

روزهای بعد از شکست ناوه تقویت می‌شود و سپس گذر می‌کنند.

با توجه به شکل ۳-ب، چهار روز قبل از شکست و اچرخندی ناوه B روی شرق اروپا و مدیترانه، گردش اچرخندی ناوه B آغاز می‌شود و شار قطب‌سوی فعالیت موج از بالادست ناوه روی اروپا و اگرآ و به پایین‌دست ناوه روی شرق اروپا همگرا می‌شود. روی شرق دریای مدیترانه نیز شکل‌گیری ناحیه چشمه-چاهه فعالیت موج دلیل بر تقویت ناوه روی شرق دریای مدیترانه است. دو روز قبل از شکست و اچرخندی، پشته A روی شرق اطلس و اروپا و ناوه B روی شرق اروپا حدود ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل متر تقویت می‌شوند، راستای شار فعالیت موج به سمت استوا تغییر می‌کند و واگرایی شار فعالیت موج از شرق اروپا به دو ناحیه روی اوراسیا و شرق دریای مدیترانه تقویت می‌شود (شکل ۳-د). با توجه به شکل ۳-و، تا روز شکست، تقویت ناوه B سبب افزایش واگرایی و همگرایی شار فعالیت موج، بیشتر در عرض‌های بالاتر روی شرق اروپا می‌شود. در روز شکست موج، ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج از روی شرق اروپا تا شرق مدیترانه کشیده می‌شود و بی‌هنجاری ارتفاع ناشی از ناوه B در دو عرض مجزا روی شرق اروپا و غرب آسیا شکل می‌گیرد. تقویت پشته C روی ایران سبب نفوذ ناوه به عرض‌های پایین‌تر روی شرق مدیترانه می‌شود و چشمه-چاهه شار استواسوی فعالیت موج ناشی از ناوه B در عرض‌های مدیترانه نیز تقویت می‌شود. بر اساس شکل ۳-ح، دو روز پس از شکست، ناحیه واگرایی و همگرایی شار فعالیت موج روی اروپا از ناحیه واگرایی و همگرایی روی مدیترانه جدا می‌شود. طبق این شکل، ناحیه چشمه-چاهه شار فعالیت موج در عرض‌های بالا تضعیف می‌شود که حاکی از عبور قسمت بالایی موج از روی اوراسیا است، ولی مرکز واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج در شرق مدیترانه تقویت می‌شود. در روزهای دوم تا چهارم

و شار استواسو به پایین دست ناوه‌ها کاهش می‌یابد.

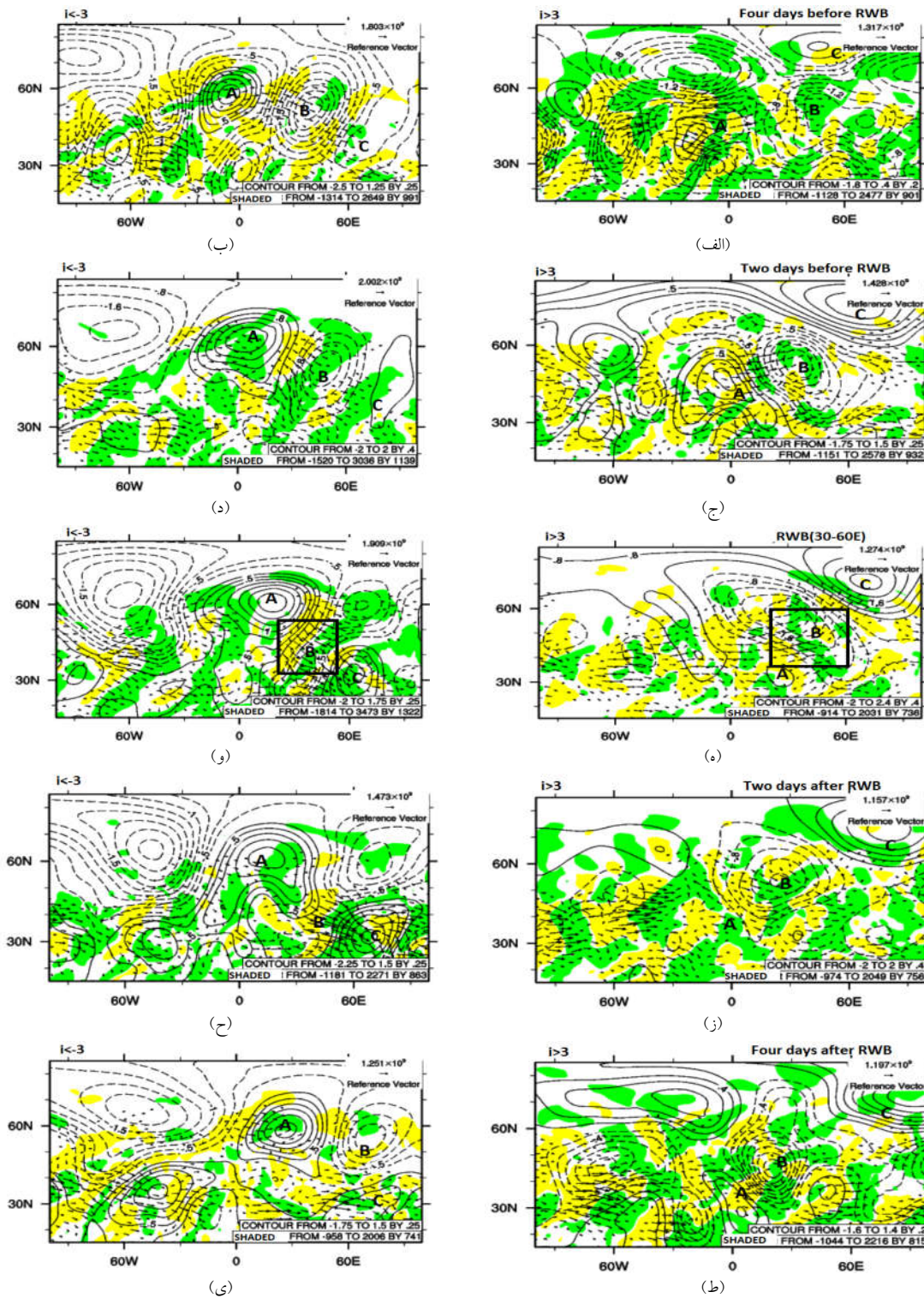
مطابق شکل‌های ۳ و ۴-الف، شکست امواج روی غرب آسیا در دو مرحله روی می‌دهد. ابتدا تا دو روز پس از شکست واپرخندی، شار استواسو از عرض‌های بالا روی شرق اروپا به عرض‌های پایین روی مدیترانه روی می‌دهد و در دو ناحیه چشمه-چاهه شار فعالیت موج شکل می‌گیرد. سپس از روز دوم بعد از شکست، شار استواسو فقط در عرض‌های پایین روی شرق مدیترانه تا غرب ایران وجود دارد که با ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج همراه است و در عرض‌های بالا (ناحیه مربعی)، شار استواسو همراه با ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج ضعیف می‌شود. در شکست‌های چرخندی نیز تا دو روز پس از شکست، شار قطب‌سوی فعالیت موج از عرض‌های پایین روی شرق مدیترانه به عرض‌های بالاتر روی اوراسیا روی می‌دهد و دو ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج شکل می‌گیرد، ولی از روز دوم بعد از شکست، با تقویت ناوه روی شرق مدیترانه، فقط شار مداری فعالیت موج همراه با ناحیه واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج در عرض‌های پایین‌تر تقویت می‌شود و شار فعالیت موج در عرض‌های بالاتر (ناحیه مربعی) کاهش می‌یابد. با توجه به شکل‌های ۱ و ۳ به نظر می‌رسد در فرایند شکست، ابتدا موج در عرض‌های بالا روی شرق اروپا و اوراسیا تقویت می‌شود و گذر می‌کند سپس قسمت پایینی موج در شرق مدیترانه و غرب آسیا تقویت می‌شود و گذر می‌کند.

مقایسه شکل‌های ۴-الف و ۴-ب نشان می‌دهد روند تغییرات مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج ناشی از شکست موج در غرب آسیا مشابه امواج روی اروپا است و شار استواسو در شکست واپرخندی تقریباً دو برابر شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی است. مطابق نظر ابات‌زگلو و مکناس‌داتیر (۲۰۰۶) و ماساتو و هاسکینز (۲۰۱۳) شکست چرخندی روی اروپا و آسیا کمتر و

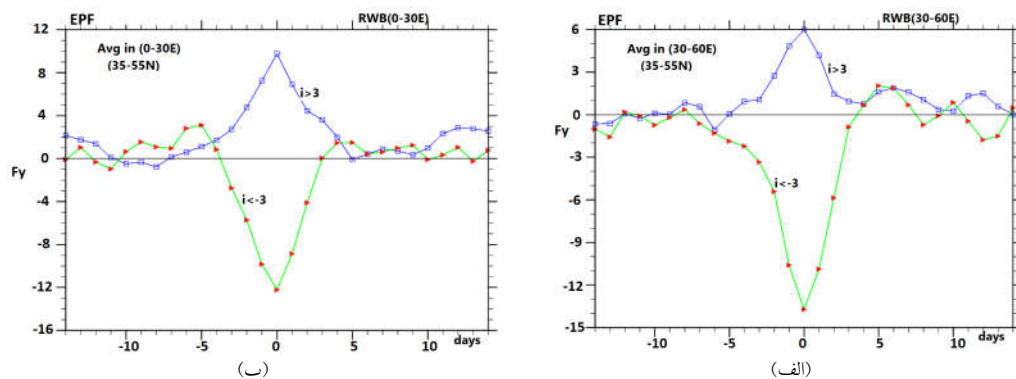
ضعیف‌تر از شکست‌های واپرخندی است. در شکست‌های واپرخندی امواج، مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در حدود پنج روز قبل از روز شکست، ضعیف و قطب‌سو است. مطابق نظر تورن‌کرافت و همکاران (۱۹۹۳) ناوه قبل از گردش واپرخندی، گردش چرخندی ضعیفی دارد، اما در فرایند شکست‌های چرخندی، همواره موج گردش چرخندی دارد و مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در بیشتر روزها قطب‌سو است. همچنین در شکست واپرخندی امواج، مقدار شار استواسوی فعالیت موج در پایین دست ناوه در دو ناحیه اروپا و غرب آسیا تقریباً یکسان است، ولی شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی امواج روی اروپا حدود ۱/۵ برابر شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا است.

۳-۳ عرض‌های بحرانی

در شکل ۵ عرض‌های بحرانی در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa همراه با بی‌هنجاری سرعت مداری تراز ۲۰۰ hPa از چهار روز قبل تا چهار روز بعد از شکست واپرخندی (چپ) و چرخندی (راست) امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا محاسبه شده است. با توجه به شکل‌های ۵-الف، ۵-ج و ۵-ه، در چهار روز قبل از شکست چرخندی ناوه B روی اوراسیا و شمال خزر، تقویت سرعت افقی در بالادست ناوه روی اروپا و جت در پایین دست ناوه روی شمال عربستان و ایران تا حدود ۱۰ m/s سبب شکل‌گیری نواحی‌ای با شیو منفی تاوایی پتانسیلی A با مقدار (۱/ms) ۰/۳۵- می‌شود. همچنین سرعت افقی در پایین دست ناوه روی اوراسیا در حدود ۱۰ m/s تقویت و سبب شکل‌گیری عرض‌های بحرانی در ناحیه C می‌شود. تا روز شکست موج، تقویت و جابه‌جایی استواسوی جت‌ها سبب بازتاب قطب‌سوی ناوه از عرض‌های بحرانی A در راستای شمال غربی-جنوب شرقی می‌شود. همچنین بازتاب استواسوی



شکل ۳. مشابه شکل ۱ ولی برای بی‌هنجاری ارتفاع (پریند، ژئوپتانسیل متر) تراز ۲۰۰hPa، شار فعالیت موج (بردار، m^2/s^2) و همگرایی شار فعالیت موج (ناحیه زرد واگرایی و سبز همگرایی، m/s^2) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ نسبت به میانگین فصل زمستان



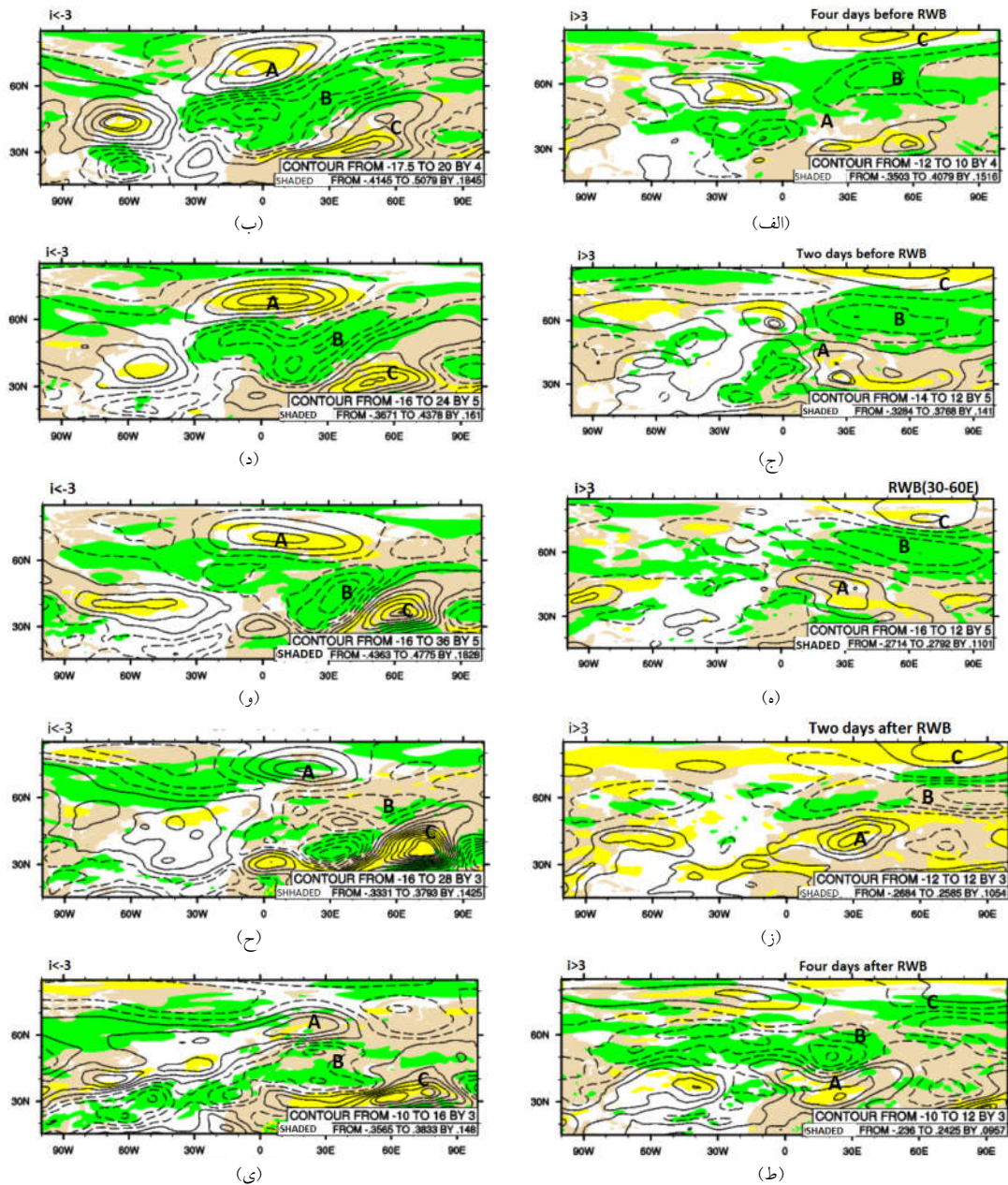
شکل ۴. سری زمانی میانگین مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج ($10^{-3} m^2/s^2$) در پایین‌دست‌ناوه ($0^\circ-30^\circ E$) و ($35^\circ-55^\circ N$) با شکست و اچرخندی (خط سبز) و چرخندی (خط آبی) از چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست امواج (الف) غرب آسیا (ب) اروپا.

واچرخندی موج، سرعت در پایین‌دست‌ناوه B تا حدود $30 m/s$ افزایش می‌یابد و تقویت جت در راستای شمال شرقی- جنوب غربی سبب شکل‌گیری نواحی بحرانی C تا روی اوراسیا می‌شود (شکل ۵- و). تا دو روز پس از شکست و اچرخندی، بازتاب ناشی از عرض‌های بحرانی در عرض‌های پایین (C) سبب جدا شدن قسمت انتهایی ناهه در شرق مدیترانه از قسمت اصلی ناهه روی اوراسیا می‌شود (شکل ۵- ح). مطابق شکل ۵- ی، در روز چهارم بعد از شکست و اچرخندی ناهه، بی‌هنجاری سرعت جت در پایین‌دست‌ناوه به حدود $16 m/s$ کاهش می‌یابد و جت به عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا می‌شود. شیو منفی تاوایی پتانسیلی تا حدود $(1/ms) -0.35$ ضعیف می‌شود و با کاهش بازتاب از عرض‌های بحرانی C، قسمت پایینی ناهه از شرق مدیترانه و ایران عبور می‌کند.

با توجه به تغییرات بی‌هنجاری سرعت افقی در شکل ۵ و تغییرات بی‌هنجاری ارتفاع تراز $200 hPa$ در شکل ۳ می‌توان دریافت در فرایند شکست، سرعت جت‌ها در دو ناحیه بالادست و پایین‌دست ناهه‌ها افزایش می‌یابد به طوری که ابتدا در چهار روز قبل از شکست، همراه با تقویت پشته A، سرعت جت در بالادست ناهه‌ها در عرض‌های بالاتر افزایش می‌یابد. سپس در روز شکست و

ناوه از عرض‌های بحرانی C سبب گردش چرخندی ناهه B روی اوراسیا می‌شود. دو روز پس از شکست چرخندی، سرعت جت در بالادست ناهه تا پایین‌دست ناهه در راستای مداری تا حدود $12 m/s$ افزایش می‌یابد و سبب تقویت عرض‌های بحرانی A می‌شود (شکل ۵- ز). با توجه به شکل ۵- ط از روز دوم پس از شکست، عرض‌های بحرانی روی اوراسیا (C) تا حدود $(1/ms) -0.27$ ضعیف می‌شوند و نواحی بحرانی جدیدی در راستای شمال شرقی- جنوب غربی در عرض‌های پایین‌تر روی ایران شکل می‌گیرد.

با توجه به شکل ۵- ب، در چهار روز قبل از شکست و اچرخندی ناهه B روی اوراسیا و شمال خزر، سرعت مداری در بالادست ناهه روی شمال اروپا (A) و در پایین‌دست ناهه روی شمال عربستان و ایران (C) تا حدود $20 m/s$ افزایش می‌یابد و عرض‌های بحرانی ($I^2 \leq 0$)، رنگ زرد) در نواحی A و C با مقادیری تا حدود $(1/ms) -0.4$ در حال شکل‌گیری هستند. تا دو روز قبل از شکست و اچرخندی، سرعت افقی در شمال اروپا تا حدود $24 m/s$ در حال تقویت است و ناحیه بحرانی A گسترش می‌یابد که سبب بازتاب بیشتر ناهه به عرض‌های پایین‌تر و گردش و اچرخندی ناهه می‌شود. در روز شکست



شکل ۵. مشابه شکل ۱ ولی برای بی‌هنجاری باد مداری (خطوط، m/s) تراز ۲۰۰hPa و شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی

(زرد منفی و سبز مثبت، $(1/ms)$) در لایه ۱۰-۳۰۰hPa نسبت به میانگین فصل زمستان.

شکست و اچرخندی امواج، پشته A در عرض‌های بالاتر و پشته C در عرض‌های پایین‌تری نسبت به شکست چرخندی تقویت می‌شوند. همچنین در شکست

دو روز پس از آن، همراه با تقویت پشته C، ناوه به عرض‌های پایین‌تر نفوذ می‌کند و سرعت جت در پایین‌دست ناوه در عرض‌های پایین‌تر افزایش می‌یابد. در

از آن، جت و عرض‌های بحرانی در پایین‌دست ناوه تقویت می‌شوند که این خود سبب تقویت گردش چرخندی ناوه در عرض‌های میانی روی شرق اروپا می‌شود.

۴ شکست امواج در عرض‌های (۲۰°-۵۰°N)

۴-۱ تعداد شکست امواج

در زمستان (۱۵Apr.-۱۵Nov.) سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸، در هر منطقه بین $60^{\circ}E$ و $60^{\circ}W$ حدود 350 موج راسبی از عرض‌های $20^{\circ}-50^{\circ}N$ گذر کرده است (شکل ۶). حدود ۲۰۰ عدد از این امواج، شکست و اچرخندی $(i(\lambda, t) < -1)$ و حدود ۱۵۰ عدد از این امواج، شکست چرخندی $(i(\lambda, t) > 1)$ داشته‌اند به طوری که در فصل زمستان، هر بیست روز یک موج همراه با شکست از هر منطقه عبور می‌کند که تقریباً ۲۵٪ آنها (۵۵ تا ۷۵ موج)، شکست و اچرخندی قوی $(i(\lambda, t) < -2)$ و تقریباً ۳۰٪ آنها (۵۰ تا ۷۰ موج)، شکست چرخندی قوی $(i(\lambda, t) > 2)$ داشتند (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب). با توجه به شکل ۶-الف، در عرض‌های $20^{\circ}-50^{\circ}N$ ، تعداد شکست‌های چرخندی روی اقیانوس اطلس از غرب به شرق روند افزایشی دارد که با نتایج استرانگ و مگناس‌داتیر (۲۰۰۸) همخوانی دارد.

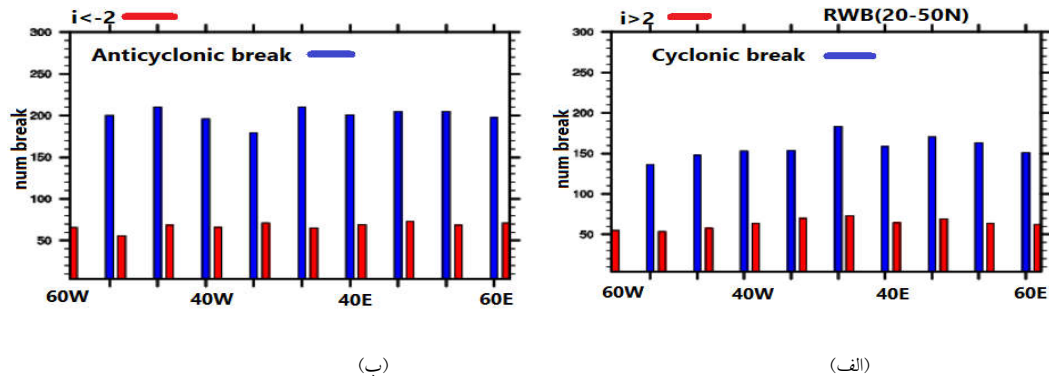
مطابق شکل ۳ در شکست امواج با عدد موج حدود ۶، بیشینه شار فعالیت موج در نیمی از ناوه در بازه حدود ۱۵ درجه شکل می‌گیرد. به منظور بررسی و مقایسه شکست امواج بین نواحی مختلف اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه و غرب آسیا ($60^{\circ}E-60^{\circ}W$)، شکست امواج در ده منطقه متوالی شامل $(60^{\circ}W-45^{\circ}W)$ ، $(45^{\circ}W-30^{\circ}W)$ ، $(30^{\circ}W-15^{\circ}W)$ ، $(15^{\circ}W-0^{\circ}W)$ ، $(0^{\circ}E-15^{\circ}E)$ ، $(15^{\circ}E-30^{\circ}E)$ ، $(30^{\circ}E-45^{\circ}E)$ و $(45^{\circ}E-60^{\circ}E)$ در نظر گرفته شد. در شکل ۷-الف میانگین تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناوه‌ها در عرض $20^{\circ}-55^{\circ}N$ (ناحیه مربع) در روزهای قبل و بعد از شکست

واچرخندی، ناوه به عرض‌های پایین‌تری نسبت به شکست چرخندی نفوذ می‌کند؛ در نتیجه در شکست و اچرخندی، جت در بالادست ناوه در عرض‌های بالاتر و جت در پایین‌دست ناوه در عرض‌های پایین‌تری نسبت به شکست چرخندی کشیده می‌شود (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹).

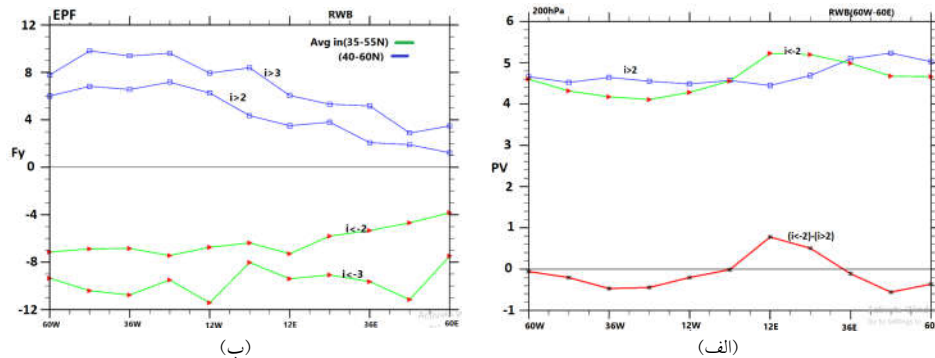
با توجه به شکل‌های ۵- و ۵-ه، در شکست و اچرخندی (چرخندی)، بیشینه شیو تاوایی پتانسیلی منفی در شرق مدیترانه و غرب آسیا به حدود $0/43-0/27$ واحد ($1/ms$) می‌رسد. ناحیه بحرانی شکل گرفته در شکست‌های و اچرخندی قوی‌تر از ناحیه بحرانی در شکست‌های چرخندی است.

مطابق شکل‌های ۱، ۳ و ۵، در شکست و اچرخندی امواج روی غرب آسیا، چهار روز قبل از شکست موج، همراه با تقویت جت‌ها در بالادست ناوه، عرض‌های بحرانی تقویت می‌شوند که سبب بازتاب ناوه به عرض‌های پایین‌تر و تقویت شار استواسوی فعالیت موج می‌شود. تا دو روز بعد از شروع فرایند شکست، تقویت جت در پایین‌دست ناوه سبب شکل‌گیری و گسترش عرض‌های بحرانی در راستای شمال شرقی- جنوب غربی در عرض‌های پایین روی شرق مدیترانه می‌شود. در این مدت تقویت نواحی بحرانی سبب بازتاب ناوه به سمت غرب و نفوذ ناوه به عرض‌های پایین‌تر می‌شود که نتیجه آن، گردش و اچرخندی ناوه روی شرق مدیترانه است. این موضوع همچنین سبب تقویت نواحی شار فعالیت موج و چشمه- چاه فعالیت موج در عرض‌های پایین روی شرق مدیترانه در روزهای دوم تا چهارم پس از شکست می‌شود.

در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، پشته (A) در عرض‌های پایین‌تری نسبت به ناوه تقویت می‌شود. در روزهای قبل از شکست نیز جت‌ها در بالادست ناوه روی عرض‌های میانی تقویت و سبب بازتاب قطب‌سوی ناوه می‌شوند. در آغاز فرایند شکست و در حدود دو روز پس



شکل ۶. میله‌های قرمز نشان‌دهنده تعداد شکست قوی ($i > 2$) و میله‌های آبی نشان‌دهنده تعداد شکست امواج ($i > 1$) برای حالت‌های (الف) چرخندی و (ب) واچرخندی در ده منطقه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا ($60^{\circ}W-60^{\circ}E$) در عرض‌های $20^{\circ}-50^{\circ}N$ است.



شکل ۷. میانگین (الف) تاوایی پتانسیلی (PVU) تراز 200hPa در پایین‌دست ناو‌ها در چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) امواج و تفاوت تاوایی پتانسیلی بین شکست واچرخندی و چرخندی (قرمز) (ب) مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در شکست چرخندی (رنگ آبی) و واچرخندی (رنگ سبز) در ده منطقه متوالی به طول ۱۵ درجه روی $60^{\circ}W-60^{\circ}E$.

الف میانگین تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناو‌ها در روزهای قبل و بعد از شکست واچرخندی موج روی اقیانوس اطلس ($60^{\circ}W-0^{\circ}$) به حدود $4/5\text{PVU}$ می‌رسد که از تاوایی در پایین‌دست ناو‌ها با شکست چرخندی، 1PVU کمتر است. تاوایی همراه با ناو‌ه در شکست‌های واچرخندی امواج روی دریای مدیترانه ($30^{\circ}-0^{\circ}E$) به حدود $5/5\text{PVU}$ می‌رسد که از تاوایی در شکست‌های چرخندی در حدود 1PVU بیشتر است. در شکست چرخندی روی غرب آسیا ($60^{\circ}E-30^{\circ}$) نیز تاوایی ناو‌ه 1PVU بیشتر از تاوایی ناو‌ه در شکست واچرخندی است.

چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) امواج و تفاوت تاوایی پتانسیلی بین شکست واچرخندی و چرخندی (قرمز) در ده ناحیه متوالی به طول حدود 15 درجه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا محاسبه شده است (شکل‌های ۱-ه و ۱-و). با توجه به نتایج استرانگ و مگناس داتیر (۲۰۱۰) و بارتن و هارتمن (۲۰۱۲)، شکست‌های واچرخندی در عرض پایین‌تری نسبت به شکست‌های چرخندی روی می‌دهند. میانگین‌گیری کمیت‌ها برای شکست‌های واچرخندی در عرض‌های پایین‌تری نسبت به شکست‌های چرخندی انجام شده است. مطابق شکل ۷-۷

در شکل ۷-ب برای ده منطقه متوالی در $60^{\circ}E$ - میانگین شار نصف‌النهاری در پایین دست ناوه‌ها در شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بررسی و با شکست امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ مقایسه شده است. مطابق شکل ۷-ب، شار استواسوی ناشی از شکست‌های واچرخندی روی اقیانوس اطلس در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ به حدود ۸ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ می‌رسد که تقریباً ۳ واحد از میانگین شار قطب‌سوی ناشی از شکست‌های چرخندی این نواحی بیشتر است. روی دریای مدیترانه $(30^{\circ}E - 0^{\circ})$ شار استواسوی فعالیت موج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ حدود ۷ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ است که ۴ واحد از شار قطب‌سوی ناشی از شکست‌های چرخندی بیشتر است. در غرب آسیا $(60^{\circ}E - 30^{\circ})$ شار استواسوی ناشی از شکست و اچرخندی در شکست واچرخندی امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ حدود ۳ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ از شار امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بیشتر است. مطابق شکل‌های ۴-الف و ۴-ب، برآیند مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در چهار روز قبل از شکست چرخندی ناوه در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ می‌شود و تا روز شکست موج، شار فعالیت موج در این نواحی افزایش می‌یابد و پنج روز پس از شکست موج، شار فعالیت موج در این نواحی کاهش می‌یابد. شار قطب‌سو در چرخندی امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ حدود ۲ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ از شار امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بیشتر است. همچنین شار استواسوی ناشی از شکست واچرخندی ناوه‌ها حدود ۴ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ بیشتر از شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی است. با توجه به اینکه شار فعالیت موج و شیو تاوایی پتانسیلی در پایین دست ناوه‌ها برای شکست امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ رفتاری مشابه با شکست امواج در عرض‌های

در شکل ۷-ب برای ده منطقه متوالی در $60^{\circ}E$ - میانگین شار نصف‌النهاری در پایین دست ناوه‌ها در شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بررسی و با شکست امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ مقایسه شده است. مطابق شکل ۷-ب، شار استواسوی ناشی از شکست‌های واچرخندی روی اقیانوس اطلس در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ به حدود ۸ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ می‌رسد که تقریباً ۳ واحد از میانگین شار قطب‌سوی ناشی از شکست‌های چرخندی این نواحی بیشتر است. روی دریای مدیترانه $(30^{\circ}E - 0^{\circ})$ شار استواسوی فعالیت موج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ حدود ۷ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ است که ۴ واحد از شار قطب‌سوی ناشی از شکست‌های چرخندی بیشتر است. در غرب آسیا $(60^{\circ}E - 30^{\circ})$ شار استواسوی ناشی از شکست و اچرخندی در شکست واچرخندی امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ حدود ۳ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ از شار امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بیشتر است. مطابق شکل‌های ۴-الف و ۴-ب، برآیند مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در چهار روز قبل از شکست چرخندی ناوه در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ می‌شود و تا روز شکست موج، شار فعالیت موج در این نواحی افزایش می‌یابد و پنج روز پس از شکست موج، شار فعالیت موج در این نواحی کاهش می‌یابد. شار قطب‌سو در چرخندی امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ حدود ۲ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ از شار امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ بیشتر است. همچنین شار استواسوی ناشی از شکست واچرخندی ناوه‌ها حدود ۴ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ بیشتر از شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی است. با توجه به اینکه شار فعالیت موج و شیو تاوایی پتانسیلی در پایین دست ناوه‌ها برای شکست امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ رفتاری مشابه با شکست امواج در عرض‌های

۴-۲ مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج در پایین دست ناوه‌ها

در شکل ۸-الف میانگین سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در پایین دست ناوه‌ها در سه منطقه شرق مدیترانه و غرب آسیا $(70^{\circ}E - 20^{\circ})$ محاسبه شده است. برای شکست امواج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $70^{\circ}N$ و $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ برآیند مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج در حدود پنج روز قبل از شکست واچرخندی (چرخندی) ناوه استواسو (قطب‌سو) می‌شود. شکست امواج در عرض‌های متفاوت رفتاری مشابه دارد و فقط دامنه امواج و مقدار تابش استواسوی (قطب‌سوی) شار فعالیت موج متفاوت است. مطابق شکل ۸-الف تا روز شکست موج در عرض‌های $20^{\circ}N$ - $50^{\circ}N$ و در منطقه شرق مدیترانه $(60^{\circ}E - 20^{\circ})$ مقدار شار استواسوی (قطب‌سوی) فعالیت موج در پایین دست ناوه‌ها برای شکست واچرخندی به حدود ۷- و برای شکست چرخندی به حدود ۳ واحد $(10^{-7} m^2/s^2)$ افزایش می‌یابد و پنج روز پس از شکست موج، مؤلفه نصف‌النهاری شار در پایین دست ناوه‌ها به حدود صفر کاهش می‌یابد. در شکل ۸-ب میانگین سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در پایین دست ناوه‌ها در چهار منطقه غرب مدیترانه و شرق اطلس $(20^{\circ}W - 20^{\circ}E)$ محاسبه شده است. مطابق شکل ۸-ب بیشینه مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در شکست امواج در ناحیه $20^{\circ}W - 20^{\circ}E$ برای شکست واچرخندی به حدود ۱۰- و برای شکست چرخندی به حدود ۶ واحد

نصف کاهش می‌یابد و شکست امواج روی غرب آسیا ضعیف‌تر و در عرض بالاتری نسبت به شکست امواج روی اروپا است.

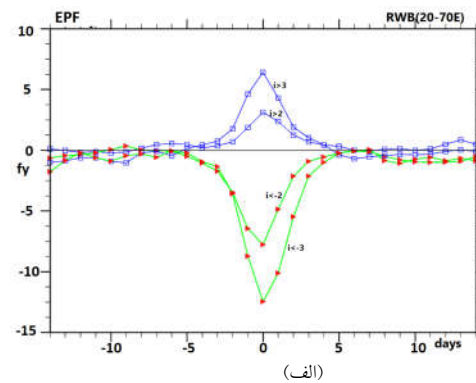
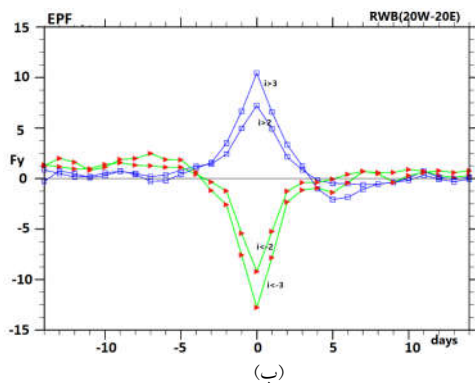
۳-۴ مقایسه تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناو‌ها بین شرق و غرب مدیترانه

به منظور مقایسه شکست امواج در غرب مدیترانه (۲۰°W-۲۰°E) با شکست امواج در شرق مدیترانه (۲۰°E-۶۰°E)، هریک از این نواحی به سه ناحیه متوالی به طول ۱۳ درجه شامل (۲۰°W-۷°W)، (۷°W-۶°E) و (۶°E-۲۰°E) در غرب مدیترانه و نواحی (۲۰°E-۳۳°E)، (۳۳°E-۴۶°E) و (۴۶°E-۶۰°E) در شرق مدیترانه تقسیم شدند. در شکل ۹-الف میانگین سری زمانی پتانسیل تاوایی در پایین‌دست ناو‌ها در سه ناحیه متوالی به طول حدود ۱۳ درجه بین شرق مدیترانه و غرب آسیا (۲۰°E-۶۰°E) برای چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) محاسبه شده است. مطابق این شکل در شکست امواج روی ناحیه شرق مدیترانه و غرب آسیا، از هشت روز قبل از شکست واچرخندی امواج، تاوایی پتانسیلی در مرکز ناو شروع به

می‌رسد. ($10^{-4} m^2/s^2$)

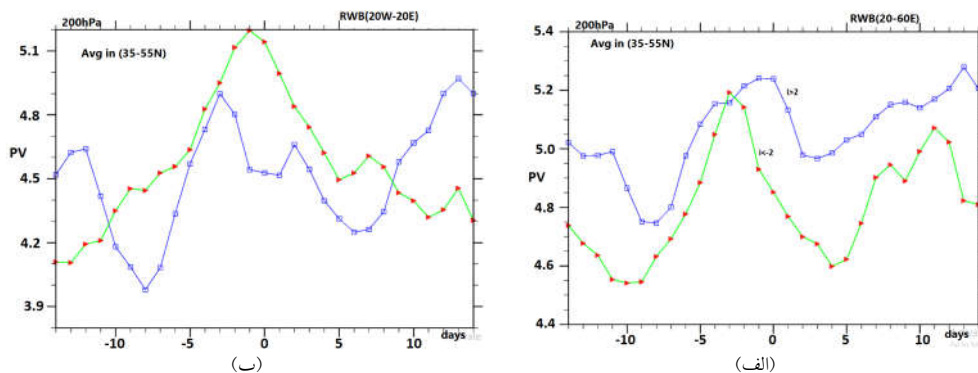
در مقایسه مقدار شار نصف‌النهاری در فرایند شکست امواج روی اروپا (۲۰°E-۲۰°W) و غرب آسیا (۲۰°E-۷۰°E)، مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در شکست امواج روی اروپا حدود ۳ واحد بیشتر از شار امواج در غرب آسیا است، هرچند از نظر مقدار مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج با دامنه بلند (۲۰°N-۷۰°N)، بین امواج اروپا و غرب آسیا تفاوت کمتری وجود دارد (شکل‌های ۸-الف، ۸-ب).

جدول ۱ بی‌هنجاری ارتفاع ناشی از شکل‌گیری امواج را در فرایند شکست موج روی اروپا و غرب آسیا نشان می‌دهد. مقایسه بی‌هنجاری‌های ارتفاع ناشی از امواج روی اروپا و غرب آسیا بیانگر این نکته است که در فرایند شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا، بی‌هنجاری ارتفاع ناو‌ها (B) و پشته‌ها (A) حدود ۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر از بی‌هنجاری ارتفاع ناو‌ها و پشته‌ها روی غرب آسیا بیشتر است و دامنه امواج در فرایند شکست موج روی اروپا همواره حدود ۴۰۰ ژئوپتانسیل‌متر بیشتر از دامنه امواج روی غرب آسیا است؛ در نتیجه میزان شار نصف‌النهاری فعالیت موج ناشی از شکست موج در غرب آسیا نسبت به شار نصف‌النهاری موج روی اروپا به حدود



شکل ۸. میانگین سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج ($10^{-4} m^2/s^2$) در پایین‌دست ناو‌ها در چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست چرخندی (رنگ آبی) و واچرخندی (رنگ سبز) در سه منطقه متوالی به طول ۱۳ درجه روی (الف) ۲۰°E-۶۰°E (ب) ۲۰°W-۲۰°E.

جدول ۱. بیشینه بی‌هنجاری ارتفاع برای ناوه‌ها- پشته‌ها در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج روی اروپا و غرب آسیا.						
Ano-Geo(gpm)	شکست واچرخندی			شکست چرخندی		
	A	B	C	A	B	C
(0° - 30° E)	۱۶۰۰	-۲۲۰۰	۸۰۰	۱۲۰۰	-۱۴۰۰	۶۰۰
(30° - 60° E)	۱۷۰۰	-۱۸۰۰	۱۰۰۰	۴۰۰	-۱۸۰۰	۱۶۰۰



شکل ۹. میانگین سری زمانی تاوایی پتانسیلی (PVU) در لایه ۱۰۰-۳۰۰hPa در پایین‌دست ناوه‌ها در چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) در سه منطقه متوالی به طول ۱۳ درجه روی (الف) 20° E- 20° W (ب) 20° E- 60° E.

افزایش می‌کند و در چهار روز قبل از شکست به بیشینه خود در حدود ۵/۲PVU می‌رسد. پنج روز پس از شکست، تاوایی به کمترین مقدار خود در حدود ۴/۶PVU کاهش می‌یابد. از هشت روز قبل از شکست چرخندی ناوه‌ها نیز تاوایی روند افزایشی دارد و حدود روز شکست به بیشینه خود یعنی ۵/۲PVU می‌رسد و در مدت سه روز به حدود ۵PVU کاهش می‌یابد. در شرق مدیترانه تا غرب آسیا حدود ده روز پس از شکست امواج، دوباره تاوایی پتانسیلی در وردسپهر زبرین افزایش می‌یابد و به نظر می‌رسد موج دیگری عبور می‌کند. در شکل ۹-ب میانگین سری زمانی پتانسیل تاوایی در پایین‌دست ناوه‌ها در سه ناحیه متوالی به طول حدود ۱۳ درجه بین شرق اقیانوس اطلس تا مرکز مدیترانه (20° E- 20° W) برای چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از شکست چرخندی (آبی) و واچرخندی (سبز) محاسبه شده است. تاوایی پتانسیلی در شکست واچرخندی که از هشت روز قبل در حال افزایش است و تا روز قبل از شکست به بیشینه خود

حدود ۵/۲PVU می‌رسد، پنج روز پس از شکست به مقدار اولیه خود در حدود ۴/۵ PVU می‌رسد. در روز هشتم پس از شکست افزایش جزئی در پایین‌دست ناوه دلیل بر عبور امواج ضعیف‌تر است. در شکست چرخندی، تاوایی پتانسیلی در پایین‌دست ناوه از هشت روز قبل از شکست در حال افزایش است و حدود روز سوم قبل از شکست به بیشینه خود در حدود ۴/۸PVU می‌رسد.

به نظر می‌رسد ناوه‌ها در شکست چرخندی، گستره مداری بیشتری دارند و بیشینه تاوایی مدت زمان بیشتری همراه با ناوه است. در شکست واچرخندی، ناوه‌ها بسیار باریک‌تر هستند و نسبت به شکست چرخندی، بیشینه تاوایی مدت زمان کوتاه‌تری در ناوه استقرار دارد. همچنین در شکست امواج، تاوایی پتانسیلی در مرکز ناوه زودتر از روز شکست به بیشینه خود می‌رسد و روز بیشینه تاوایی با روز بیشینه شار فعالیت موج اختلاف فاز دارد. در غرب مدیترانه و شرق اقیانوس اطلس، تاوایی پتانسیلی در مرکز ناوه با شکست واچرخندی نسبت به

شکست چرخندی بیشتر است و برعکس در شرق مدیترانه و غرب آسیا تاوایی در مرکز ناوه با شکست چرخندی بیشتر است. به نظر می‌رسد در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا استقرار پشته اوراسیا (C) در پایین دست ناوه سبب افزایش تاوایی پتانسیلی نسبت به شکست و اچرخندی می‌شود،

اما مقدار شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی در شکست‌های و اچرخندی همواره ۰/۱ واحد بیشتر از مقدار آن در شکست‌های چرخندی است و همواره عرض‌های بحرانی در شکست‌های و اچرخندی نسبت به شکست‌های چرخندی قوی‌تر هستند (شکل ۴). همچنین در مقایسه نواحی بحرانی بین شرق و غرب مدیترانه، در شکست و اچرخندی (چرخندی) شیو تاوایی پتانسیلی در غرب مدیترانه حدود ۰/۱ واحد قوی‌تر (ضعیف‌تر) از عرض‌های بحرانی در شکست امواج روی شرق مدیترانه است (شکل آورده نشده است).

۵ بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش تأثیر عرض‌های بحرانی شکل گرفته در فرایند شکست امواج راسبی روی شرق مدیترانه و غرب آسیا بررسی شده است. به این منظور از میانگین روزانه داده‌های بازتحلیل ERA-Interim در سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ برای محاسبه و تحلیل کمیت‌های شیو تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد و شار فعالیت موج از چهارده روز قبل تا چهارده روز بعد از فرایند شکست چرخندی و و اچرخندی امواج استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد گردش و اچرخندی (چرخندی) ناوه، با شکل‌گیری پشته در بالادست ناوه روی اقیانوس اطلس و اروپا همراه است. استقرار پشته با محور شمال شرقی - جنوب غربی (شمال غربی - جنوب شرقی) سبب شکل‌گیری جت و عرض‌های بحرانی در بالادست ناوه و بازتاب استواسوی (قطب‌سوی) ناوه و تقویت گردش و اچرخندی (چرخندی) ناوه

می‌شود. علاوه بر این در شکست و اچرخندی (چرخندی)، شکل‌گیری پشته در پایین دست ناوه، سبب شکل‌گیری جت و عرض‌های بحرانی در راستای شمال شرقی - جنوب غربی (شمال غربی - جنوب شرقی) و تقویت گردش و اچرخندی (چرخندی) ناوه می‌شود. به نظر می‌رسد در فرایند گردش و اچرخندی (چرخندی) امواج، عرض‌های بحرانی در بالادست و پایین دست ناوه همچون موج‌رهایی، سبب هدایت ناوه به عرض‌های پایین‌تر (بالا تر) می‌شوند. در مسیر حرکت ناوه در راستای نصف‌النهاری، علاوه بر فرارفت تاوایی ممکن است عواملی همچون جبهه‌زایی در ترازهای پایینی نیز سبب تقویت ناوه در عرض‌های مختلف شود.

از چهار روز قبل از شکست و اچرخندی امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا، نفوذ پشته به عرض‌های بالاتر سبب تقویت جت مداری روی شمال اروپا می‌شود. از روز دوم قبل از شکست، تقویت جت مداری سبب کج‌شدگی محور پشته به سمت شرق اروپا و در نتیجه سبب گردش و اچرخندی پشته و ناوه و شار استواسوی فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج به دو ناحیه در عرض‌های پایین روی شرق اروپا و مدیترانه می‌شود. در این مدت، تقویت جت مداری سبب شکل‌گیری ناحیه‌ای با شیو منفی تاوایی پتانسیلی (عرض‌های بحرانی) در شمال اروپا و بازتاب ناوه به عرض‌های پایین‌تر تا روی مدیترانه می‌شود و نفوذ ناوه به عرض‌های پایین‌تر با افزایش شیب شمال شرقی - جنوب غربی محور ناوه و فرارفت تاوایی پتانسیلی به روی شرق اروپا همراه می‌شود. همچنین در پایین دست ناوه، تقویت جت در عرض‌های میانی تا جنب‌حاره سبب تشکیل عرض‌های بحرانی در راستای شمال شرقی - جنوب غربی می‌شود.

در روز شکست و اچرخندی موج، ناوه به دو قسمت در عرض‌های متفاوت تبدیل می‌شود. جت و عرض‌های بحرانی در شمال اروپا ضعیف می‌شوند و ناحیه واگرایی -

در روز شکست چرخندی موج به دلیل استقرار پشته در پایین دست ناوه روی اوراسیا، چرخند جدا شده (cut of low) در ناحیه اوراسیا و شرق اروپا شکل می گیرد و بی‌هنجاری ارتفاع و تاوایی پتانسیلی ناشی از چرخند جدا شده به عرض‌های پایین تر روی شمال شرق ایران نفوذ می‌کند. از روز دوم بعد از شکست، پشته اوراسیا در پایین دست ناوه تضعیف می‌شود و چرخند جدا شده از روی اوراسیا گذر می‌کند. همچنین پشته در عرض‌های پایین تر روی ایران تقویت و سبب تقویت جت و عرض‌های بحرانی در راستای شمال شرقی- جنوب غربی روی غرب ایران و در نتیجه تقویت ناوه در شرق مدیترانه می‌شود. شکل‌گیری چشمه- چاهه شار فعالیت موج روی شرق مدیترانه می‌تواند دلیل بر گذر امواج با دامنه کمتر روی شمال ایران در هفته بعد از شکست چرخندی باشد.

در مقایسه بین شکست امواج روی اروپا و غرب آسیا، دامنه امواج روی غرب آسیا کمتر از دامنه امواج روی اروپا است. همچنین تاوایی پتانسیلی همراه با امواج در غرب آسیا کمتر از تاوایی امواج روی اروپا است؛ در نتیجه امواج در غرب آسیا ضعیف تر از امواج در اروپا هستند و شار نصف النهاری ناشی از شکست نیز در غرب آسیا کمتر از شار نصف النهاری برای امواج روی اروپا است.

منابع

- برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۰۰: مجله ژئوفیزیک ایران، ۲، ۱۲۷-۱۴۶.
- خدادی، م. م.، آزادی، م.، مرادی، م.، رنجبر، ع.، ۱۳۹۹، مقایسه شکست امواج راسبی در اروپا و غرب آسیا از دیدگاه شار فعالیت موج: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۴(۲)، ۸۳-۱۰۱.
- فهیمی، س.، احمدی گیوی، ف.، مزرعه فراهانی، م.،

همگرایی شار فعالیت موج به دو ناحیه روی شرق اروپا و دریای مدیترانه مجزا می‌شود. تا دو روز بعد از شکست موج ارتفاع پشته در بالادست ناوه کاهش می‌یابد و قسمت بالایی موج از شرق اروپا گذر می‌کند، بی‌هنجاری ارتفاع و تاوایی پتانسیلی در عرض‌های بالا کاهش می‌یابد و بنابراین شار استواسوی فعالیت موج در عرض‌های بالاتر روی شرق اروپا ضعیف می‌شود. از روز دوم بعد از شکست و چرخندی، تقویت پشته در پایین دست ناوه سبب تقویت عرض‌های بحرانی در راستای شمال شرقی- جنوب غربی و در نتیجه سبب افزایش بازتاب ناوه به عرض‌های پایین و نفوذ ناوه به روی مدیترانه می‌شود. همچنین شار استواسوی فعالیت موج همراه با ناحیه واگرایی- همگرایی شار فعالیت موج در عرض‌های پایین روی مدیترانه تقویت می‌شود. در حدود روز چهارم بعد از شکست و چرخندی موج، قسمت پایینی ناوه از عرض‌های پایین تر عبور می‌کند.

در شکست‌های چرخندی امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا، تقویت پشته‌ها در عرض‌های پایین تر روی غرب مدیترانه و اروپا سبب تقویت جت‌ها در راستای شمال غربی- جنوب شرقی در عرض‌های میانی می‌شود. از چهار روز قبل از شکست چرخندی امواج، تقویت جت در بالادست ناوه روی مرکز اروپا سبب کج‌شدگی محور پشته به سمت غرب و گردش چرخندی پشته و ناوه می‌شود. در این مدت، تقویت سرعت جت موجب شکل‌گیری عرض‌های بحرانی در بالادست ناوه روی جنوب اروپا و در نتیجه سبب بازتاب ناوه به عرض‌های بالاتر روی اروپا می‌شود. همچنین در پایین دست ناوه افزایش سرعت افقی سبب تقویت گردش چرخندی ناوه و افزایش شیب شمال غربی- جنوب شرقی محور ناوه و فرارفت تاوایی پتانسیلی به روی اروپا می‌شود. علاوه بر این واگرایی شار قطب‌سوی فعالیت موج از شرق اروپا به عرض‌های بالاتر روی اوراسیا افزایش می‌یابد.

- ۱۳۹۲، بررسی اقلیم‌شناسی بندال‌های آسیا و اروپا با دو شاخص در دوره ۲۰۱۰-۱۹۵۰: مجله ژئوفیزیک ایران، ۷، ۳۱-۵۱.
- Abatzoglou, T. J., and Magnusdottir, G., 2006, Planetary wave breaking and nonlinear reflection: seasonal cycle and interannual variability: *Journal of Geophysical Research*, **19**, 6139-6159.
- Abatzoglou, T. J., and Magnusdottir, G., 2007, Wave breaking along the stratospheric polar vortex as seen in ERA-40 data: *Journal of Geophysical Research*, **34**, L08812, doi:10.1029/2007GL029509.
- Andrews, D. G., Holton, J. R., and Leovy, C. B., 1987, Middle atmosphere dynamics: *International Geophysics Series*, **6**, 125-136.
- Andrews, D. G., and McIntyre, M. E., 1978, Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flow in compressible atmosphere: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 175-185.
- Barneth, A. E., and Hartman, D., 2012, Detection of Rossby wave breaking and its response to shifts of the midlatitude jet with climate change: *Journal of Geophysical Research*, **117**, D09117, doi:10.1029/2012JD017469.
- Brunet, G., and Haynes, P. H., 1996, Low-latitude reflection of Rossby wave trains: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **49**, 1924-1945.
- Esler, J. G., and Haynes, P. H., 1999, Mechanisms for wave packet formation and maintenance in quasigeostrophic two-layer model: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**(15), 2457-2490.
- Harnik, N and R. S. Lindzen.,2001: The Effect of Reflecting Surfaces on the Vertical Structure and Variability of Stratospheric Planetary Waves. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2872-2894.
- Holton, J. R., 2004, An introduction dynamic meteorology: *International Geophysics Series*, **6**, 140-181.
- James, I. N., 1994, Introduction to Circulating Atmospheres: Cambridge University Press Cambridge.
- Lee, S., and Feldstein, S., 1995, Two types of wave breaking in an aquaplanet GCM: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**(6), 842-857.
- Magnusdottir, G., and Haynes, P. H., 1996, Waves activity diagnostics applied to baroclinic wave cycles: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**(16), 2317-2353.
- Magnusdottir, G., and Haynes, P. H., 1998, Reflection of planetary waves in three-dimensional tropospheric flows: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**(4), 652-669.
- Martius, O., C.Schwarz,and H.C.Davies.,2007, Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2576-25929.
- Masato, G., Hoskins, B. J., and Woollings, T., 2013, Wave-breaking characteristics of Northern Hemisphere winter blocking: a two-dimensional approach: *Journal of Climate*, **26**(13), 4535-4549.
- McIntyre, M. E., and Palmer, T. N., 1983, Breaking planetary waves in the stratosphere: *Nature*, **305**, 593-600.
- Palmer, T. N., 1981, Property of Eliassen-Palm flux for planetary scale motion: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 992-997.
- Riviere, G., and Orlanski, I., 2007, Characteristics of the Atlantic storm-track Eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 241-266.
- Rowe. S.M and M. H. hitchman., 2015:On the Role of Inertial Instability in Stratosphere-Troposphere Exchange near Midlatitude Cyclones., *Atmos. Sci.*, Vol. 72, 2131-2151.
- Scott, R. K., and Cammas, J. P., 2002, Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**(15), 2347-2360.
- Shapiro, M. A., Wernli, H., Bond, N. A., and Langland, R., 2001, The influence of the 1997-99 El Niño Southern Oscillation on extratropical baroclinic life cycles over the eastern North Pacific: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 331-342.
- Strong, C., and Magnusdottir, G., 2008, Tropospheric Rossby wave breaking and NAO/NAM: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**(9), 2861-2875.
- Strong, C., and Magnusdottir, G., 2010, The role of Rossby wave breaking in shaping the equilibrium atmospheric circulation response to North Atlantic boundary forcing: *Journal of Climate*, **23**(6), 1269-1276.
- Troncroft, C. D., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E., 1993, Two paradigms of baroclinic wave life-cycle behaviour: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **119**, 17-55.
- Vallis, G. K., 2017, Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics Fundamental and Large-Scale Circulations: Cambridge University Press,

Cambridge.
Wang, Y.H and Magnusdottir, G., 2011.
Tropospheric Rossby Wave Breaking and

the SAM., J . Climate., Vol. **24**, No. 8.

The effect of critical latitudes on the waves breaking over the East Mediterranean and West Asia

Mohammad Mahdi Khodadi^{1*}, Mohammad Moradi², Majid Azadi² and Abbas Ranjbar Saadat Abadi²

¹ Senior Forecaster, Forecasting center, I.R. IRAN Meteorological Organization, Tehran, Iran

² Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 16 September 2021, Accepted: 24 November 2021)

Summary

In the present study, using the ERA-Interim reanalysis data for geopotential height, horizontal wind speed and relative vorticity at 300, 200 and 150 hPa levels, the quasi-geostrophic potential vorticity, the quasi-geostrophic potential vorticity gradient, the wave activity and wave activity flux for cyclonic and anticyclonic Rossby wave breaking events that occurred over West Asia during the winter time 1979-2018 were calculated and analyzed. The mechanism of Rossby wave breaking during five days before to five days after break was analyzed.

From three to five days before Rossby wave breaking events, the formation and development of wave were initiated. In the five days before anticyclonic breaking, ridge and trough informed with vertical axis potential vorticity penetration across the axis of the trough in the 200hPa about 5PVU. From four days before breaking, the ridge penetrated to north of Europe. It caused to intensify jet and form critical latitudes. Equatorward reflection of ridge and trough caused trough to penetrate to lower latitude with anticyclonic circulation. Anticyclonic circulation reinforcement caused formation of equatorward wave activity flux and divergence of wave activity flux in the two regions of lower latitude.

Through the anticyclonic breaking, the NE-SW slope of axis of trough increased and potential vorticity rose to 7PVU. In the breaking days, the weakening of jet was initiated in the upstream of trough on the north of Europe. Through two days after anticyclonic breaking, equatorward wave activity flux in the downstream of trough was weakened and divergence region of wave activity flux was split into areas in Europe and Mediterranean regions. From three days after breaking, weakening of jet in the downstream of trough was initiated. First the upper part of wave passed from middle latitude and then the lower part passed from subtropical latitude.

The process of cyclonic breaking was initiated approximately five days before breaking. Four days before cyclonic breaking, ridge and trough informed with NW-SE axis potential vorticity penetration across the axis of trough in 200hPa about 3PVU. In cyclonic breaking, the formation of the ridge in the midlatitude caused zonal velocity to intensify and the formation of critical latitude over Europe. During three days before wave breaking, the jet in the upstream extended to downstream of trough, the NW-SE slope of the axis of trough increased and potential vorticity rose to its maximum about 6.5PVU in the midlatitude. During these days, poleward reflection of wave activity flux caused the divergence of the wave activity flux in the downstream of trough and cyclonic circulation to increase.

Rossby wave breaking mechanism was similar in the different areas of East Atlantic Ocean until West Asia. In these regions, the meridional wave activity flux in the anticyclonic wave breaking was more than in the cyclonic wave breaking. However, equatorward (poleward) wave activity flux in the anticyclonic (cyclonic) wave breaking on the east of Atlantic Ocean and Europe was similar to (twice as many) on the east of Mediterranean and West Asia. Approximately, zonal wave activity flux in wave breaking on the downstream of troughs on East Atlantic Ocean and Europe was twice as many on East Europe and West Asia; just as the wave amplitude on Europe and east of Atlantic Ocean which was higher than on the east of Mediterranean and West Asia. Due to wave breaking, wave activity flux on the east Atlantic and Europe was stronger than on the east Mediterranean and West Asia.

Keywords: Critical latitude, wave breaking, quasi-geostrophic potential vorticity, wave activity flux, polar vortex, polar night jet

*Corresponding author:

khodadim@gmail.com