

اثر نوسان شبه‌دوسالانه بر شکست امواج راسبی روی اروپا و غرب آسیا از دیدگاه فعالیت موج

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

۱. دانشجوی دکتری، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

۲. دانشیار، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۵/۳۱، پذیرش نهایی: ۹۹/۷/۸)

چکیده

در این مطالعه با استفاده از میانگین روزانه داده‌های بازتحلیل ERA-Interim برای ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، تاوایی نسبی و سرعت باد در ترازهای ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال، کمیت‌های فعالیت موج و شارفعالیت موج در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج درفازهای شرقی و غربی نوسان شبه‌دوسالانه (Quasi Biennial Oscillation) QBO در زمستان دوره ۲۰۱۸-۱۹۷۹ محاسبه و بررسی شده‌اند.

نتایج نشان داد که در شکست واچرخندی و فاز غربی QBO، تقویت جت‌حاره غربی وابسته به QBO روی اقیانوس اطلس، موجب جابه‌جایی استواسوی جت جنب‌حاره به عرض‌های پایین‌تر می‌شود. بدین ترتیب جت جنب‌حاره در پایین‌دست ناوه (شمال‌شرقی-جنوب‌غربی) روی شمال‌غرب آفریقا با جت عرض‌میان ترکیب می‌شود و ناوه در عرض‌پایین‌تری روی غرب دریای مدیترانه تقویت و شیب محور شمال‌شرقی-جنوب‌غربی آن نسبت به فاز شرقی بیشتر می‌شود. در نتیجه شار استواسوی فعالیت موج ناشی از شکست واچرخندی ناوه، در فاز غربی قوی‌تر از فاز شرقی QBO است. در شکست چرخندی امواج روی اروپا جت‌حاره شرقی وابسته به QBO، روی جنوب اقیانوس اطلس تا جنوب آفریقا تقویت می‌شود. در شکست چرخندی امواج و فاز شرقی QBO، ناوه روی شرق دریای مدیترانه در عرض‌های بالاتری تقویت و شیب محور شمال‌غربی-جنوب‌شرقی ناوه نسبت به فاز غربی بیشتر می‌شود. بدین ترتیب شار قطب‌سوی فعالیت موج ناشی از شکست چرخندی نسبت به فاز غربی بیشتر است. در نتیجه علاوه بر اینکه تعداد شکست امواج روی اروپا درفاز شرقی تقریباً نصف تعداد آن در فاز غربی QBO است، شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا در فاز شرقی QBO، ضعیف‌تر (قوی‌تر) از فاز غربی QBO است.

واژه‌های کلیدی: شکست واچرخندی امواج، شکست چرخندی امواج، شار فعالیت موج، نوسان شبه‌دوسالانه، تاوه قطبی.

۱. مقدمه

اسکیف، ۲۰۰۹؛ آنستی و همکاران، ۲۰۱۵). هولتون و تن (۱۹۸۰) نشان دادند که در زمستان نیمکره شمالی جت شبانه قطبی (Polar Night jet) PNJ و فاز غربی QBO همبستگی مثبت دارند و در فاز شرقی ارتفاع تاوه قطبی بیشتر است. مکین‌تایر و پالم (۱۹۸۳) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، عامل اصلی گرم شدن پوشش سپهر را شکست امواج راسبی ناشی از منفی شدن شیب نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی در لبه تاوه معرفی کردند. در سال ۱۹۸۹ اوسیلوان و سالی نشان دادند که لبه تاوه قطبی در فاز شرقی QBO بسیار پر نوسان و در فاز غربی آرام و صاف است. خط باد مداری صفر در فاز شرقی در نیمکره زمستانی قرار می‌گیرد و سبب تأثیر پیچک‌ها روی تاوه

نوسان شبه‌دوسالانه (QBO) بیانگر وجود جریان‌های شرقی و غربی منظم در نمایش قائم حاره پوشش سپهر می‌باشد. این جت‌ها به‌طور یکپارچه طی مدت حدود دو و نیم سال از پوشش سپهر زیرین به پوشش سپهر زیرین حرکت کرده و میرا می‌شوند. هرچند این نوسان بلندمدت است ولی بر اثر جذب امواج بالاسو با طول‌موج کوتاه در ترازهای بحرانی پوشش سپهر ایجاد می‌شود. جذب امواج گرانی-لختی، فاز شرقی QBO و جذب امواج کلونین، فاز غربی QBO را تقویت می‌کند. جذب امواج راسبی و امواج گرانی غرب‌سو نیز سبب شکل‌گیری فاز شرقی QBO می‌شود (والاس و همکاران، ۱۹۹۳؛ هینز و مکین‌تایر، ۱۹۹۷؛ بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ مارشال و

در فاز غربی نسبت به فاز شرقی QBO در تراز ۵۰hPa، قوی تر هستند. در بهار هر دو نیمکره و QBOe در ترازهای ۱۰-۲۰hPa، جت شبانه قطبی قوی تر است. در پاییز دو نیمکره و QBOw در ترازهای ۳۰-۴۰hPa، جت قطبی ضعیف تر است.

شواهد نشان می‌دهد که اثر QBO بر تاوه قطبی فقط به ترازهای بحرانی مربوط نمی‌شود بلکه چرخش نصف النهاری برای حفظ توازن باد گرمایی ناشی از QBO نیز عامل مهمی در اترگذاری روی تاوه قطبی می‌باشد. کلیمور و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های OLR (Outgoing Longwave Radiatin) و شاخص بازتاب ابر (Highly reflected cloud index) میزان همرفت را در فازهای مختلف QBO طی ۲۳ سال بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که تقویت گردش ثانویه ناشی از QBOe سبب افزایش دما، صعود هوا و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در نواحی حاره می‌شود و به همراه آن رشد ابرهای همرفتی در حاره افزایش و در جنب حاره کاهش می‌یابد. گارفینکل و هارتمن (۲۰۱۱) با استفاده از برون داد مدل اقلیمی جوی موسوم به WACCM (Whole Atmospheric Community Climate Modeel)، تأثیر نوسان شبه‌دوسالانه QBO را بر وردسپهر شبیه‌سازی کردند و نشان دادند که در فاز شرقی نوسان شبه‌دوسالانه نفوذ پیچک‌ها به وردسپهر زبرین سبب بی‌هنجاری سرعت باد در جنب حاره می‌شود. بیشترین تأثیر گردش نصف النهاری ناشی از جت QBO در ناحیه خروجی جت جنب حاره اقیانوس آرام می‌باشد و در نواحی ای که این گردش شکل می‌گیرد برهم کنش آن با امواج گذرا در وردسپهر زبرین مطرح می‌شود. اسبقی و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR مؤلفه‌های مختلف گرایش انرژی جنبشی پیچکی را در فازهای مختلف QBO محاسبه و بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که فاز غربی QBO تأثیر مشخصی در افزایش انرژی جنبشی پیچکی در مسیر توفان مدیترانه در اوایل زمستان (نوامبر و دسامبر) دارد. وایت و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که

می‌شود در حالی که در فاز غربی در نیمکره تابستانی و دور از تاوه قطبی قرار می‌گیرد. دانکرتن و بالدوین (۱۹۹۱) با استفاده از ۲۵ سال داده‌های مرکز ملی هواشناسی آمریکا (National Meteorological Center) NMC، شار الیاسین-پالم امواج سیاره‌ای را محاسبه و برهم کنش بین امواج در جنب حاره و نوسان شبه‌دوسالانه QBO را بررسی کردند. آنها نشان دادند که شار الیاسین-پالم امواج در پوشن سپهر زبرین تحت تأثیر فازهای QBO تغییر می‌کند و همگرایی شار در فاز شرقی در عرض‌های میانی و در فاز غربی در جنب حاره بیشتر است. هولتون و آستین (۱۹۹۱) نشان دادند که QBO سبب جابه‌جایی سطوح بحرانی و در نتیجه موجب تغییر میزان جذب یا عبور امواج راسبی در عرض‌های جنب حاره می‌شود. به گونه‌ای که در فاز شرقی QBO، خط صفر سرعت مداری در جنب حاره زمستانی قرار می‌گیرد و شکست امواج راسبی در نیمکره شمالی بیشتر می‌شود. اسیلوان و یانگ (۱۹۹۲) با استفاده از شبیه‌سازی‌های عددی نشان دادند که برهم کنش امواج راسبی با جریان میانگین حاره سبب جفت‌شدگی بین حاره و جنب حاره می‌شود و در فاز شرقی QBO (QBOe)، جریان حاره شرقی سبب تضعیف امواج راسبی و جابه‌جایی قطب‌سوی آنها نسبت به QBOw می‌شود. هیچمن و هاسمن (۲۰۰۶) با استفاده از داده‌های بازتحلیل UKMO و NCEP، شیب نصف النهاری تاوایی پتانسیلی را در ترازهای همدمای ۳۲۰K-۱۶۰۰ در سالهای ۱۹۷۹-۲۰۰۵ محاسبه و هفت ناحیه مجزا با بیشترین فرکانس شکست را برای کل کره مشخص کردند. از جمله این نواحی سمت قطب‌سو و استواسوی جت جنب حاره در وردسپهر و جت قطبی در پوشن سپهر است که منفی شدن شیب نصف-النهاری تاوایی پتانسیلی در دوطرف جت‌های غربی سبب شکست امواج در این نواحی می‌شود. آنها در سال ۲۰۰۹ تأثیر QBO را بر شکست امواج بررسی کردند و نشان دادند فرکانس و شدت شکست امواج در فازهای مختلف QBO، در هر فصل نیمکره‌های شمالی (NH) و جنوبی (SH) متفاوت است. جت‌های شبانه قطبی در زمستان NH،

نواحی اقیانوس اطلس و مدیترانه مقایسه می‌شود. در فصل پنجم با استفاده از ارتفاع و باد افقی تراز ۵۰ hPa در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج روی اروپا در فازهای شرقی و غربی QBO، تفاوت این کمیات بین فازهای شرقی و غربی محاسبه و تحلیل می‌شود و در فصل ششم بحث و نتیجه‌گیری آمده است.

۲. داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های مورد استفاده برای انجام مطالعه حاضر، داده‌های بازتحلیل ERA-Interim با تفکیک افقی 0.75° (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) برای ساعت 12UTC در فصل سرد (15 Nov-15 Apr) در بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۸ می‌باشد که از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) تهیه شده است. همچنین شاخص‌های مربوط به ترازهای مختلف QBO از وبگاه دانشگاه برلین (<http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/>) (produkte/qbo/qbo.dat) و سازمان فضایی آمریکا (https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/) (qbo/qbo.html) دریافت شده است.

کمیت‌های فعالیت موج (A) و شار فعالیت موج (F)، شاخص شکست امواج $(i(\lambda, t))$ برای شکست واچرخندی و چرخندی امواج در ناحیه مدیترانه (۳۰-۰E)، در سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ با استفاده از روابط اسلر و هینز (۱۹۹۹) به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$A = \frac{a \cos(\varphi) \left(q e^2 - \frac{\xi^e q_\lambda^e}{a \cos \varphi} \right)}{4Q_\varphi^0} \quad (1)$$

در معادله ۱ فعالیت موج (A) بر حسب توان دوم تاوایی پتانسیلی پیچکی شبه‌زمینگرد (q^e) و مشتق مداری آن (q_λ^e) ، مشتق نصف النهاری میانگین تاوایی پتانسیلی (Q_φ^0) و شعاع زمین (a) بیان شده است که در آن شیب مداری تاوایی پیچکی (ξ_x^e) از بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی پیچکی $q^e - \bar{q}^e$ به دست می‌آید. شار فعالیت موج نیز از

چرخش نصف‌النهاری ناشی از QBOe موجب جابه‌جایی قطب‌سوی جت جنب‌حاره می‌شود که در نتیجه سبب انعکاس امواج راسبی به عرض‌های میانه است. جذب امواج راسبی در عرض‌های میانی سبب گرم شدن و تضعیف تاوه قطبی در QBOe می‌شود. دان‌سیگون و شاو (۲۰۱۵) با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim شار پیچکی گرما و مؤلفه قائم شار فعالیت امواج بلند را در دو حالت تاوه قطبی ضعیف و قوی محاسبه کردند و نشان دادند که در حالت تاوه قطبی ضعیف (قوی) شار پیچکی گرما قطب‌سو (استواسو) و مؤلفه قائم شار فعالیت موجی بالاسو (پایین‌سو) است و در طول زمستان بی‌هنجاری ارتفاع تاوه قطبی سبب بی‌هنجاری ارتفاع و دما در ورود سپهر می‌شود (عباس‌زاده اقدم و همکاران، ۱۳۹۲؛ شاو و پرلویتز، ۲۰۱۴؛ ساندر و همکاران، ۲۰۱۶).

شناخت عوامل مؤثر بر فعالیت امواج راسبی همچون شکست امواج در فازهای مختلف QBO می‌تواند علت تقویت و تضعیف امواج و میزان تأثیر آنها بر ترازهای زیرین را برای منطقه خاورمیانه واضح تر کند. در این تحقیق تأثیر جت حاره وابسته به QBO در تراز ۵۰ hPa، بر شکست واچرخندی (چرخندی) امواج گذرا در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال در عرض ۲۰N-۵۰ روی منطقه اروپا و دریای مدیترانه (۳۰-۰E) بررسی می‌شود. به این منظور ابتدا در فصل دوم داده‌ها و روش تحقیق بیان می‌شود. فصل سوم کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت مداری در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه‌های افقی و قائم شار فعالیت موج و همگرایی آن در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال، در شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج روی اروپا در فاز شرقی (QBOe) و تفاضل آن از فاز غربی (QBOw)، یا همان QBOe-QBOw محاسبه و بررسی می‌شود. فصل چهارم میانگین شار نصف‌النهاری که از سطح مقطع ۴۰ N، در ناحیه شکست (۳۰-۰E) و (۱۵۰-۳۰۰ hPa) عبور می‌کند حساب می‌شود و سپس این مقدار برای شکست امواج در هفت ناحیه مختلف در اقیانوس اطلس و مدیترانه محاسبه و شکست امواج در

رابطه زیر محاسبه شده است (پالمر، ۱۹۸۱؛ زو و همکاران، ۲۰۰۸):

$$F = \frac{a \cos \phi}{2} \left[\begin{array}{l} \frac{2U^0 A}{a \cos \phi} + \frac{1}{2} (\psi^e q^e - v^e \xi^e) + v^{e^2} - \frac{\psi^e v_\lambda^e}{a \cos \phi} \\ -u^e v^e + \frac{\psi^e u_\lambda^e}{a \cos \phi} \\ \frac{f}{\Theta_p^0} \left(v^e \theta^e - \frac{\psi^e \theta_\lambda^e}{a \cos \phi} \right) \end{array} \right] \quad (2)$$

که در آن (F) شار فعالیت موج، برحسب مؤلفه‌های پیچکی کمیت‌های سرعت مداری (u^e)، سرعت نصف‌النهاری (v^e)، تابع جریان موج (ψ^e)، بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی پیچکی (ξ^e) و دمای پتانسیلی (θ^e) به‌دست می‌آید. شاخص شکست امواج نیز به‌صورت زیر است (ادمون و همکاران، ۱۹۸۰؛ اندروز و همکاران، ۱۹۸۷):

$$i(\lambda, t) = \left\langle \int_{\phi, p} F_-^\phi \right\rangle \int_{\phi, p} F_+^\phi - \left\langle \int_{\phi, p} F_+^\phi \right\rangle \int_{\phi, p} F_-^\phi \quad (3)$$

در معادله ۳، انتگرال شار قطب‌سوی و انتگرال شار استواسوی فعالیت موج در عرض‌های ۲۰N-۵۰ در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

< > نشان‌دهنده میانگین مداری در طول مسیر انتشار موج‌ها روی منطقه مدیترانه (E-۳۰) می‌باشد. در این تحقیق هرگاه مقدار $i(\lambda, t)$ کمتر (بیشتر) از ۲- (۲) باشد شکست و اچرخندی (چرخندی) در نظر گرفته می‌شود.

در این پژوهش ابتدا با استفاده از پالایه بالاگذر لنگروس (Lanczos filter) داده‌های مربوط به امواج بلند ایستا با عدد موج مداری ۱ و ۲ حذف شده‌اند و سپس کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، سرعت باد مداری، فعالیت موج، مؤلفه افقی بردار شار فعالیت موج (F_λ, F_ϕ)، همگرایی شار فعالیت موج در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و متوسط قائم این کمیت‌ها در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال در هر دو شکست و اچرخندی و چرخندی امواج در فازهای مختلف QBO بررسی شدند و با استفاده از اختلاف کمیت‌ها در

فازهای شرقی نسبت به فاز غربی QBO، QBOe-QBOw، تأثیر جت‌حاره وابسته به QBO بر شکست امواج بررسی شد. سپس تصویر قائم شار فعالیت امواج در فازهای متفاوت QBO تحلیل شد و تغییر شار فعالیت موج در عرض‌های میانی (۲۰N-۵۰) ناشی از شکست امواج در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO بررسی شد و مقدار شار فعالیت موج در ۴۰N برای شکست امواج در مدیترانه با شکست امواج در اطلس شمالی مقایسه شد. در انتها با استفاده از باد مداری در تراز ۵۰ هکتوپاسکال، وضعیت تاوه قطبی در شکست‌های و اچرخندی و چرخندی در فازهای متفاوت QBO بررسی شد.

در این دوره آماری تعداد ۶۸ (۴۵) مورد شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج همدیدی در ناحیه دریای مدیترانه به‌دست آمد که ۴۵ (۳۰) مورد در فاز غربی و ۲۳ (۱۵) مورد در فاز شرقی QBO اتفاق افتاده است. بنابراین میانگین روزانه کمیت‌ها بر اساس تعداد رخداد شکست‌های و اچرخندی و چرخندی در فازهای غربی و شرقی استفاده شده است. برای شکست و اچرخندی در فاز شرقی میانگین ۲۳ مورد و در فاز غربی میانگین روزانه ۴۵ مورد استفاده شده است، در حالی که در شکست چرخندی، میانگین ۳۰ مورد برای فاز غربی و ۱۵ مورد برای فاز شرقی به کار گرفته شده است.

۳. تحلیل کمیت‌های دینامیکی در وردسپهر زیرین

در فازهای شرقی و غربی QBO

۳-۱. میانگین ارتفاع و بادمداری تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

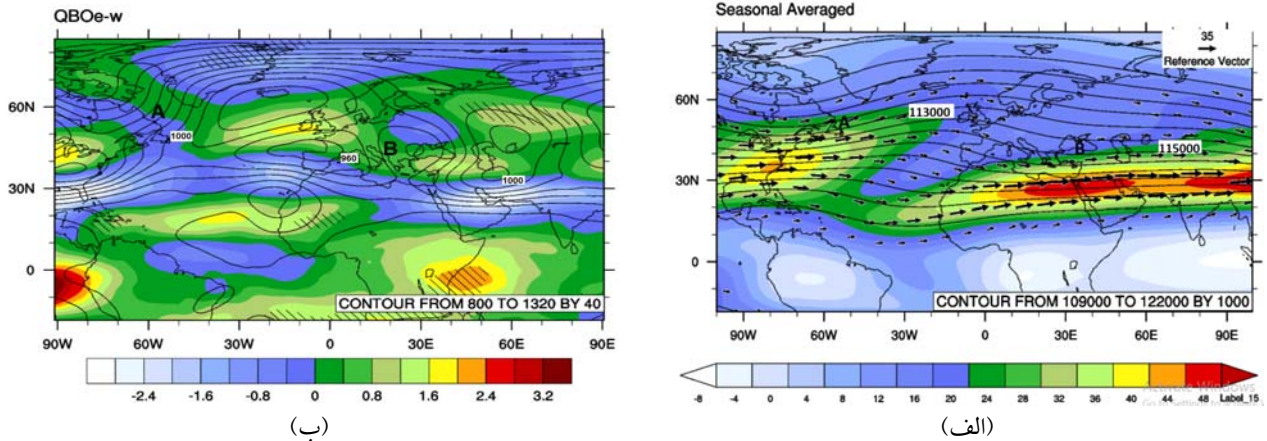
مطابق شکل ۱-الف میانگین فصلی در ماه‌های (نوامبر تا مارس) بین سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ ناوه A روی آمریکای شمالی، یک پشته روی اقیانوس اطلس و ناوه B روی اروپا و دریای مدیترانه استقرار دارد. در عرض‌های ۲۰N-۳۰ جت جنب‌حاره در پایین‌دست ناوه A روی آمریکای مرکزی با بیشینه سرعت ۴۵ m/s و همچنین در پایین‌دست ناوه B روی شمال آفریقا، شمال عربستان و جنوب ایران با

در فاز شرقی QBO نسبت به فاز غربی، ناوهای A و B ضعیف‌ترند و حدود ۲ تا ۵ درجه به عرض بالاتر جابه‌جا می‌شوند. به همراه آن سرعت جریان افقی در عرض‌های میانی تقویت می‌شود. همچنین در QBOe، تقویت جت حاره شرقی وابسته به QBO باعث تقویت گردش نصف‌النهار ناشی از حفظ توازن باد گرمایی وابسته به جت حاره شرقی می‌شود. مطابق نتایج شفرود (۲۰۱۴) در ناحیه مدیترانه و غرب آسیا نیز تقویت گردش نصف‌النهار در فاز شرقی QBO، به نوبه خود باعث تضعیف سرعت در جت‌های جنب‌حاره در عرض‌های N ۳۰-۲۰ (حدود ۲ تا ۵ m/s) و تقویت جت‌ها در عرض‌های بالاتر می‌شود (شکل ۱-ب). از طرفی با توجه به شکل‌های ۱-الف و ب در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO جریان حاره شرقی در ناحیه جنوب غرب اقیانوس هند حدود ۳ m/s تضعیف و دو واچرخند در ناحیه استوایی روی جنوب شبه‌قاره هند و جنوب آفریقا از هم دور می‌شوند. در نتیجه در فاز شرقی QBO جت‌های جنب‌حاره روی شمال عربستان و شبه‌قاره هند نسبت به میانگین فصلی خود از یکدیگر فاصله می‌گیرند و جت جنب‌حاره در پایین دست ناوه B روی شمال عربستان و شمال شرق آفریقا تقویت می‌شود. در فاز غربی QBO جت جنب‌حاره روی شمال عربستان و جنوب ایران تقویت می‌شود (شکل‌ها ارائه نشده است).

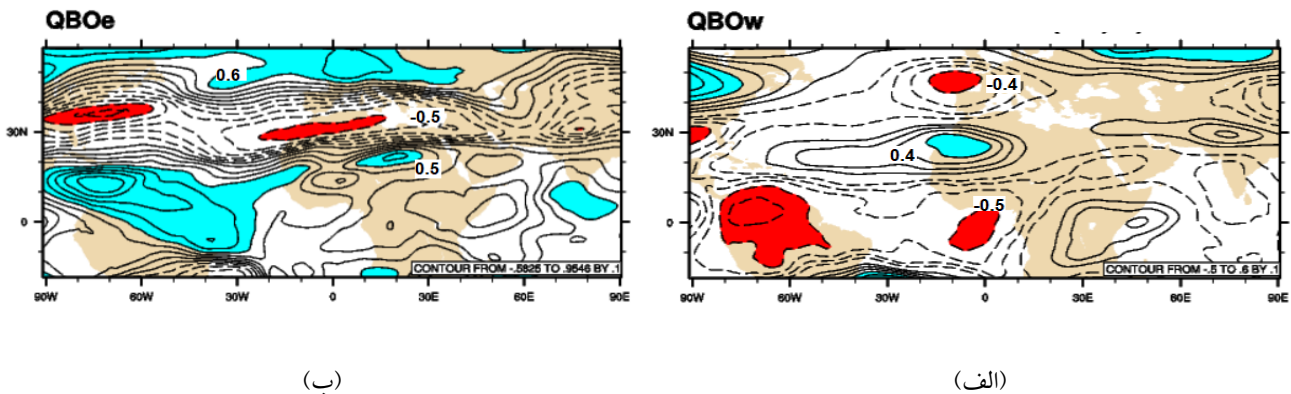
در تفاضل دو فاز، واچرخند در جنوب آمریکا نیز تضعیف و به سمت غرب جابه‌جا می‌شود و به همراه آن جت جنب حاره در پایین دست ناوه A روی آمریکای مرکزی تضعیف و به سمت غرب جابه‌جا می‌شود و روی اقیانوس اطلس در عرض‌های پایین (۱۵N-۲۵)، سرعت جریان غربی حدود ۲ متربرثانه تقویت می‌شود. جابه‌جایی قطب‌سوی جت‌ها و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO توسط آزمون معنی‌داری (t-test) مورد بررسی قرار گرفت.

بیشینه ۵۰ m/s و روی شبه‌قاره هند با بیشینه ۵۵ m/s وجود دارد. شکل‌گیری سه جت حاره شرقی در جنوب جت‌های جنب‌حاره، نشان‌دهنده استقرار سه واچرخند در این ناحیه‌ها می‌باشد. با توجه به شکل ۲-الف در فاز غربی QBO، همبستگی بین جت حاره غربی وابسته به QBO در تراز ۵۰ hPa و جت‌های جنب‌حاره در تراز ۲۰۰ hPa در عرض‌های حدود ۲۰-۳۰ N مثبت است. روی شرق اطلس و شمال غرب آفریقا (ناحیه رنگی در شکل ۲-الف) سطح اعتماد برای همبستگی بالاتر از ۹۵ درصد می‌باشد و همراه با تقویت QBOw، جت جنب‌حاره در وردسپهر بالایی نیز تقویت می‌شود ولی در عرض‌های بالاتر روی غرب مدیترانه و شرق اطلس همبستگی منفی است و جریان مداری تضعیف می‌شود. در حالی که با توجه به شکل ۲-ب در فاز شرقی QBO، در عرض‌های ۲۰N-۳۰ همبستگی بین جت حاره شرقی وابسته به QBO و جت جنب‌حاره تراز ۲۰۰ hPa منفی است. در ناحیه شرق اطلس و شمال غرب آفریقا (ناحیه رنگی در شکل ۲-ب) سطح اعتماد برای همبستگی، توسط آزمون معنی‌داری t-test بالاتر از ۹۵ درصد محاسبه شده است (سلمون و پلوانی، ۲۰۱۶) و با تقویت QBOe، جت جنب‌حاره در وردسپهر بالایی ضعیف می‌شود. ولی در عرض‌های بالاتر روی غرب اروپا همبستگی مثبت است و جریان مداری تقویت می‌شود.

با توجه به شکل ۱-ب در تفاضل دو فاز (QBOe-) QBOw، ارتفاع ناوهای A و B و پشته اقیانوس اطلس در تراز ۲۰۰ hPa حدود ۱۰۰ gpm افزایش می‌یابد. جت جنب‌حاره (۲۰N-۳۰) در پایین دست ناوه B روی شمال عربستان و جنوب ایران حدود ۴ متربرثانه تضعیف و سرعت افقی در عرض‌های بالاتر روی شرق اروپا و شمال ایران حدود ۲ متربرثانه تقویت می‌شود. در بالادست ناوه B روی غرب دریای مدیترانه سرعت افقی کاهش و در عرض بالاتر روی غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس سرعت افقی حدود ۲ متربرثانه افزایش می‌یابد. در نتیجه



شکل ۱. (الف) ارتفاع (پریندها، ژئوپتانسیل)، میانگین سرعت افقی (ناحیه رنگی، متربرثانیه) و بردار سرعت (متربرثانیه) و (ب) اختلاف سرعت (ناحیه رنگی) و ارتفاع (پریندها) بین فازهای شرقی و غربی QBO در تراز ۲۰۰ hPa. سطح اعتماد در نواحی بدون هاشور بالاتر از ۹۵ درصد است.



شکل ۲. همبستگی بین سرعت در جت‌حاره وابسته به QBO در تراز ۵۰ hPa و سرعت مداری در تراز ۲۰۰ hPa در فازهای غربی (الف) و شرقی (ب) QBO. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب با خط‌پر و خط‌چین نشان داده شده است. سطح اعتماد در نواحی رنگی بالای ۹۵ درصد است.

در عرض حدود ۲۰N-۳۰ جت‌جانب‌حاره با بیشینه سرعت حدود ۵۰ متربرثانیه روی شمال آفریقا، شرق دریای مدیترانه و در عرض حدود ۴۰N-۵۰ جت عرض میانی با بیشینه سرعت حدود ۳۵ متربرثانیه روی جنوب و شرق اروپا شکل می‌گیرد. در بالادست آن روی غرب اروپا جریان استواسو از شمال اروپا به روی غرب دریای مدیترانه تا حدود ۲۰ متربرثانیه شکل می‌گیرد. در پایین‌دست ناوه C نیز جت با بیشینه سرعت ۵۵ متربرثانیه روی شبه‌قاره هند شکل می‌گیرد (شکل ۳).

با توجه به شکل ۳-ب در شکست چرخندی امواج و QBOe، علاوه بر ناوه‌های A و B ناوه C نیز روی شمال شرق ایران شکل می‌گیرد. در عرض حدود ۲۵N-۳۰ جت جنب‌حاره با بیشینه سرعت حدود ۶۰ متربرثانیه در پایین‌دست ناوه B روی شمال شرق آفریقا و شمال

نتایج نشان داد که در بیشتر مناطق، اختلاف میانگین سرعت و ارتفاع ژئوپتانسیلی در دو فاز QBO در سطح اعتماد ۹۵ درصد است. فقط در نواحی محدودی (هاشورزده در شکل ۱-ب) مانند جنوب غرب اقیانوس هند یا شمال غرب آفریقا اختلاف‌های یاد شده معنی‌دار نیست.

۲-۳. ارتفاع و باد مداری تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در شکست امواج

در شکست واچرخندی، ناوه B (شمال‌شرقی- جنوب‌غربی) روی غرب دریای مدیترانه و اروپا و پشته در بالادست آن در عرض بالاتری روی غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس شکل می‌گیرد. در پایین‌دست آن روی شمال‌غربستان و شرق مدیترانه پشته و روی شرق ایران و شبه‌قاره هند ناوه C شکل می‌گیرد. در پایین‌دست ناوه B

عربستان، جنوب ایران و افغانستان و در عرض حدود 40°N – 50°N جت عرض میانی با بیشینه سرعت حدود 35 متربرثانیه روی شمال ایران و غرب آسیا شکل می‌گیرد. در بالادست آن روی شرق اروپا جریان هوا از شمال اروپا به روی شرق دریای مدیترانه با سرعتی تا حدود 20 متربرثانیه شکل می‌گیرد. روی شمال غرب آفریقا و شرق اقیانوس اطلس در عرض حدود 20°N – 25°N جت جنب‌حاره تا 40 متربرثانیه شکل می‌گیرد (شکل ۳).

با توجه به شکل ۴-ب در شکست و اچرخندی و در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، ارتفاع ناوه B روی غرب اروپا حدود 750 ژئوپتانسیل افزایش و روی شرق مدیترانه ارتفاع پشته حدود 750 ژئوپتانسیل نسبت به QBOw کاهش می‌یابد. در شکست و اچرخندی و QBOw، دامنه موج‌ها افزایش یافته و ناوه B به عرض‌های پایین‌تر روی غرب مدیترانه و شمال غرب آفریقا نفوذ کرده و به همراه آن جت در پایین‌دست آن در شمال غرب آفریقا، غرب مدیترانه و جنوب اروپا تقویت می‌شود. جابه‌جایی استواسوی جت عرض میانی و ترکیب آن با جت جنب‌حاره سبب شده که در پایین‌دست ناوه روی جنوب اروپا و غرب دریای مدیترانه نیز سرعت، حدود 20 متربرثانیه قوی‌تر از فاز شرقی باشد (شکل‌های ۳-ج و د).

این در حالی است که در شکست و اچرخندی و QBOe، ناوه B در عرض بالاتری روی اروپا استقرار یافته و انحراف شمال‌غربی-جنوب‌شرقی ناوه نسبت به فاز غربی کاهش می‌یابد. جت جنب‌حاره در پایین‌دست ناوه B در عرض حدود 20°N – 35°N روی شمال شرق آفریقا و شرق دریای مدیترانه با بیشینه سرعت 45 متربرثانیه و جت عرض میانی در عرض‌های بالاتری حدود 45°N – 55°N روی جنوب و شرق اروپا شکل می‌گیرد. در بالادست ناوه C نیز روی شمال عربستان و شرق دریای مدیترانه جت با سرعت بیشینه 50 متربرثانیه شکل گرفته است (شکل ۴-ب).

باتوجه به شکل ۴-الف در QBOe ناوه B روی شرق اروپا ارتفاع کمتری در حدود 1500 ژئوپتانسیل و پشته در

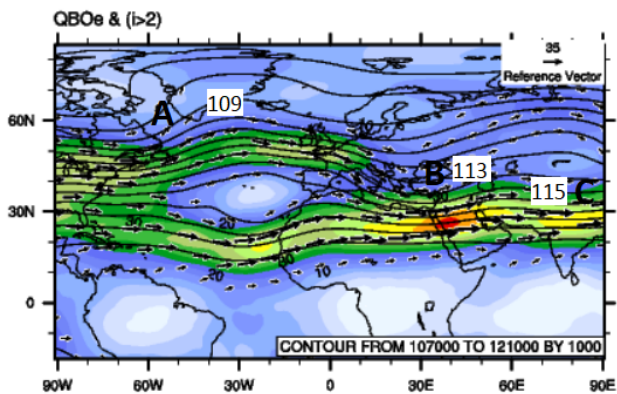
عربستان شکل می‌گیرد. جت عرض میانی در بالادست ناوه روی غرب اروپا در عرض حدود 50°N نیز تا 45 متربرثانیه تقویت می‌شود. روی شمال غرب آفریقا و شرق اقیانوس اطلس در عرض حدود 20°N – 25°N جت جنب‌حاره تا 50 متربرثانیه تقویت می‌شود. اما مطابق شکل ۳-الف در QBOw نیز علاوه بر ناوه‌های A و B ناوه کم‌دامنه C نیز روی شبه‌قاره هند شکل می‌گیرد. جت در بالادست ناوه روی جنوب دریای مدیترانه و شمال آفریقا در عرض‌های حدود 20°N – 30°N تا حدود 60 متربرثانیه تقویت می‌شود و جت جنب‌حاره در پایین‌دست ناوه C، روی شمال شبه‌قاره هند تا حدود 60 متربرثانیه شکل می‌گیرد.

مطابق شکل ۳-د در شکست و اچرخندی و QBOe در عرض‌های حدود 20°N – 30°N در پایین‌دست ناوه B، جت جنب‌حاره با بیشینه سرعت حدود 45 متربرثانیه روی شمال آفریقا، و حدود 50 متربرثانیه روی شمال عربستان و غرب ایران و در عرض‌های حدود 35°N – 55°N جت با بیشینه سرعت حدود 35 متربرثانیه روی جنوب شرق اروپا و شمال ایران شکل می‌گیرد. در پایین‌دست ناوه C جت با بیشینه سرعت حدود 50 متربرثانیه روی شمال شبه‌قاره هند شکل می‌گیرد و روی جنوب اقیانوس اطلس نیز در عرض حدود 15°N – 25°N جت جنب‌حاره با سرعت حدود 35 متربرثانیه شکل می‌گیرد. با توجه به شکل ۳-ج می‌توان گفت در QBOw، علاوه بر اینکه سرعت جت جنب‌حاره در پایین‌دست ناوه B روی غرب دریای مدیترانه و شمال غرب آفریقا تا حدود 50 متربرثانیه می‌رسد جت عرض میانی در جنوب اروپا تا 35 متربرثانیه در امتداد جت جنب‌حاره (شمال شرقی-جنوب غربی) قرار می‌گیرد.

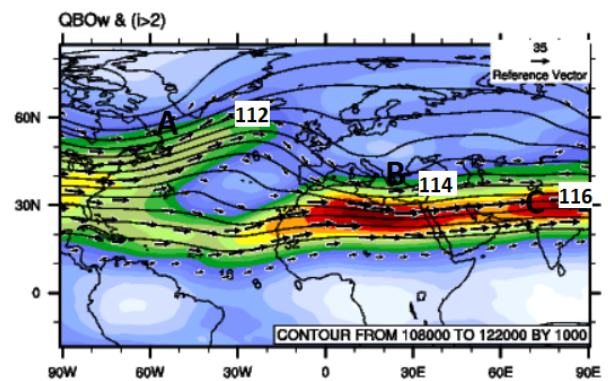
در شکست چرخندی، ناوه B (شمال غربی-جنوب شرقی) روی شرق اروپا و دریای مدیترانه و پشته در بالادست آن در عرض پایین‌تری روی غرب دریای مدیترانه و شرق اقیانوس اطلس شکل می‌گیرد. در پایین‌دست آن روی شرق ایران و شمال شبه‌قاره هند پشته شکل می‌گیرد. در پایین‌دست ناوه B در عرض حدود 20°N – 30°N جت جنب‌حاره با بیشینه سرعت حدود 55 متربرثانیه روی شمال

شمال غرب آفریقا و غرب مدیترانه با جابه جایی استواسوی جت عرض میانی روی غرب مدیترانه و ترکیب آن با جت جنب حاره در این ناحیه همراه شده و در نتیجه سرعت جت در پایین دست ناوه روی شمال غرب آفریقا، غرب مدیترانه و جنوب اروپا تا حدود ۲۰ متر بر ثانیه قوی تر از جت در فاز شرقی می شود (شکل ۴-ب). مطابق شکل ۳-ب در شکست چرخندی امواج و QBOe، تقویت جت جنب حاره در شمال شرق آفریقا و شمال عربستان با تقویت جت عرض میانی روی اروپا با محور شمال غربی- جنوب شرقی همراه شده و در نتیجه سرعت جت در پایین دست ناوه روی شمال غرب آفریقا، غرب مدیترانه و شرق اروپا تا حدود ۲۰ متر بر ثانیه قوی تر از جت در فاز غربی می شود (شکل ۴-الف).

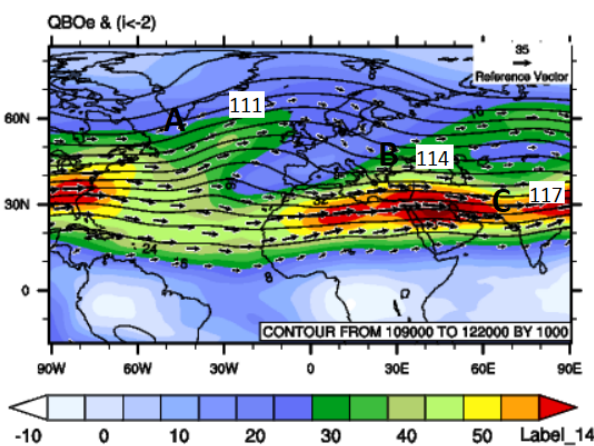
بالادست ناوه در عرض های پایین تر روی غرب دریای مدیترانه ارتفاع بیشتری در حدود ۸۰۰ ژئوپتانسیل نسبت به فاز غربی دارد. به علاوه شیب محور شمال غربی- جنوب شرقی آن افزایش یافته است و جت عرض میانی در بالادست ناوه روی اروپا در عرض حدود ۵۰N و با محور شمال غربی- جنوب شرقی تا حدود ۳۰ متر بر ثانیه و جت جنب حاره مداری در عرض پایین تر روی شمال شرق آفریقا و شمال عربستان تا حدود ۱۵ متر بر ثانیه تقویت می شوند (شکل های ۳-الف و ب).
با توجه به شکل های ۴-الف و ب جت های جنب حاره در فاز شرقی روی ناحیه شرق مدیترانه و در QBOw در ناحیه غرب مدیترانه تقویت می شوند. مطابق شکل ۳-د شکست و اچرخندی امواج و QBOw، تقویت جت جنب حاره در



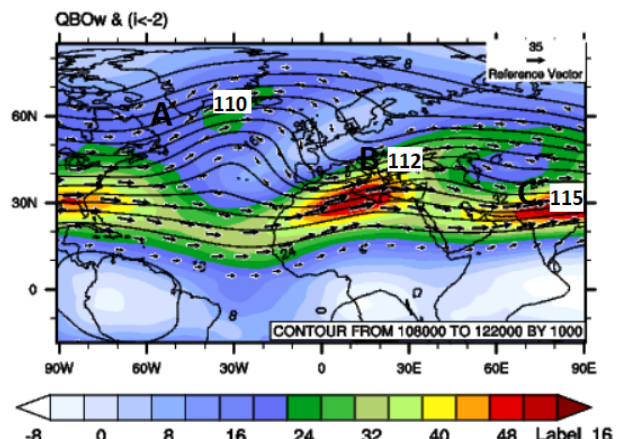
(ب)



(ف)

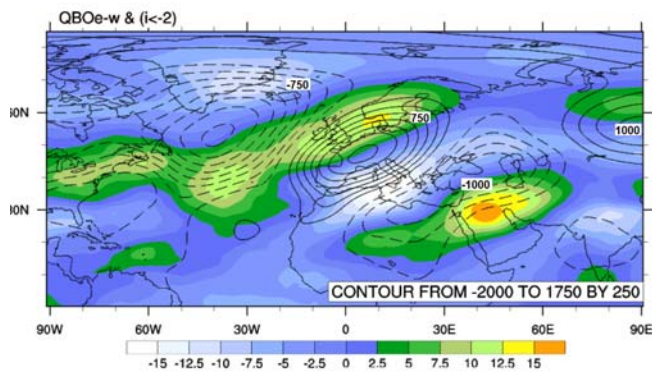


(د)

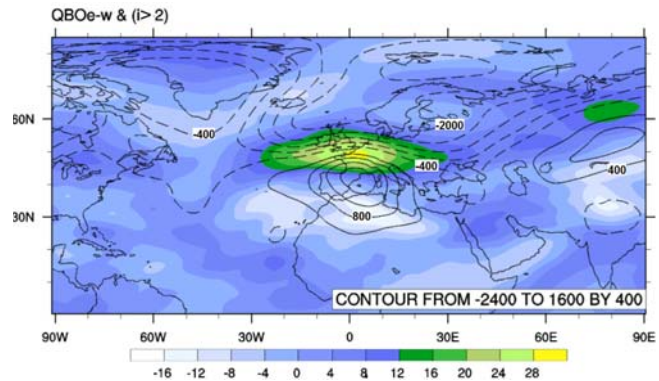


(ج)

شکل ۳. میانگین پریند ارتفاع (ژئوپتانسیل)، سرعت باد (متر بر ثانیه، ناحیه رنگی) و میدان باد (بردارها) در تراز ۲۰۰ هکتو پاسکال برای شکست چرخندی (الف)، اچرخندی (ج) امواج در QBOw و شکست چرخندی (ب)، اچرخندی (د) امواج در QBOe. محورهای مختصات طول و عرض جغرافیایی بر حسب درجه می باشند.



(ب)



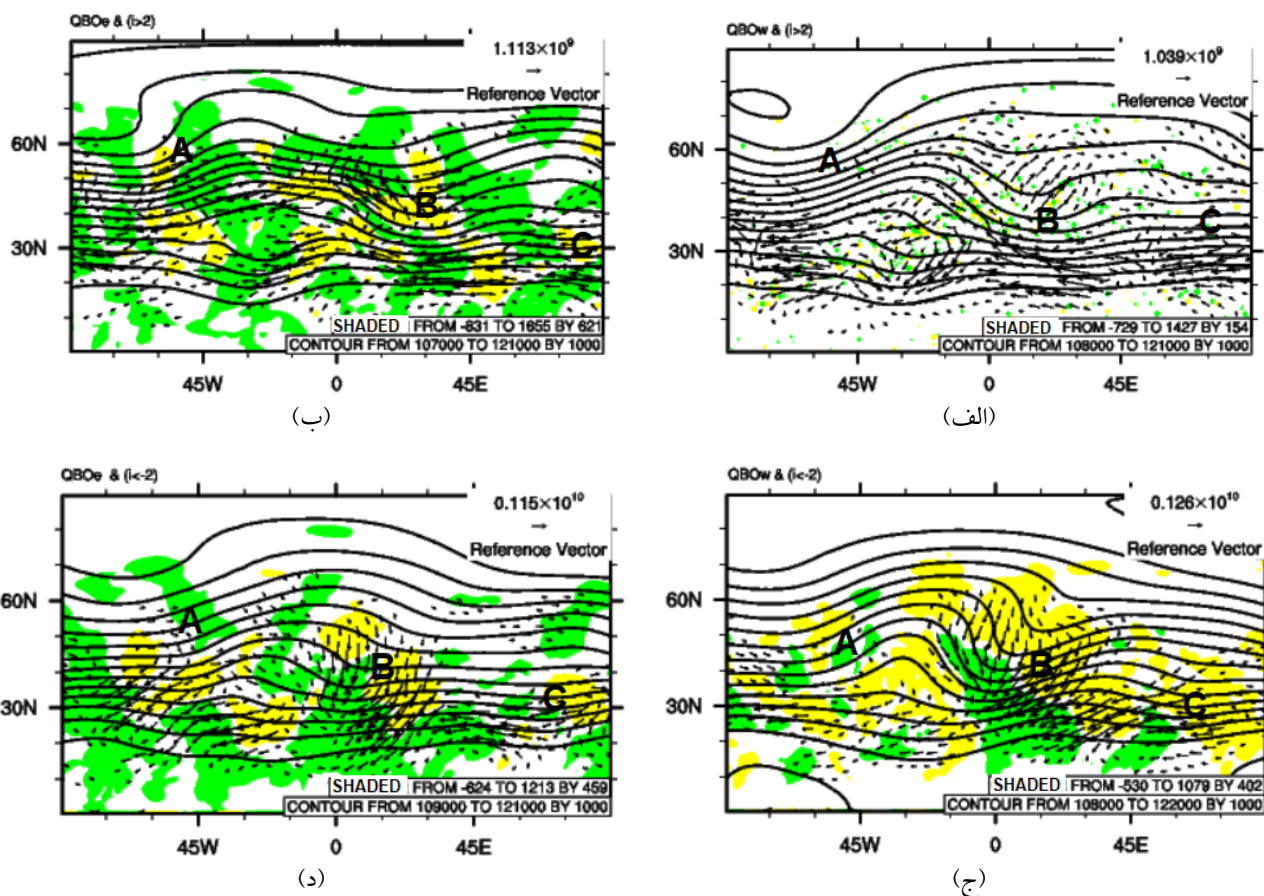
(الف)

شکل ۴. اختلاف میانگین پربند ارتفاع (ژئوپتانسیل)، سرعت باد (متر بر ثانیه، ناحیه رنگی) بین فازهای شرقی و غربی QBO در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (الف) در شکست چرخندی و (ب) شکست واچرخندی امواج. محورهای مختصات طول و عرض جغرافیایی بر حسب درجه می‌باشند.

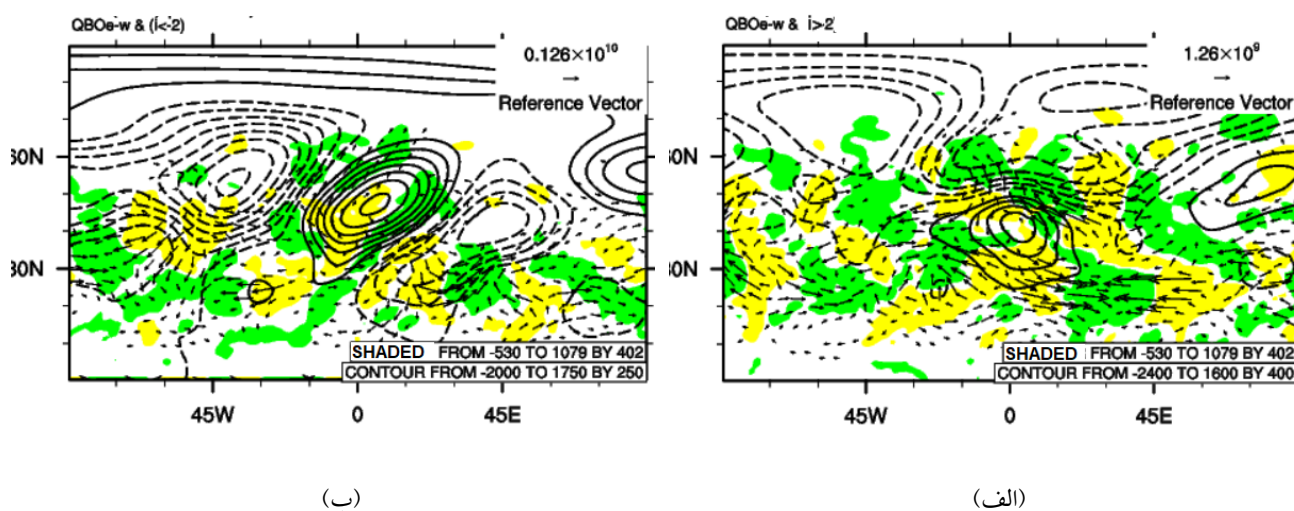
فاز غربی گسترده‌تر از فاز شرقی است. با توجه به شکل‌های ۵-الف و ب در شکست چرخندی امواج روی اروپا، ناوه B با محور شمال شرقی-جنوب غربی روی شرق اروپا همراه با واگرایی شار فعالیت موج از بالادست ناوه روی شرق و مرکز اروپا به پایین دست خود روی شمال اروپا دیده می‌شود. همچنین واگرایی ضعیفی در شار فعالیت موج به روی شرق مدیترانه و ایران (۲۵-۳۵N) وجود دارد. شار قطب‌سوی فعالیت موج در پایین دست ناوه‌های B و C در فاز شرقی گسترده‌تر از فاز غربی است. شکل ۶ اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و اختلاف شار فعالیت موج و واگرایی آن در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال بین دو فاز شرقی و غربی QBO برای شکست‌های واچرخندی (چرخندی) امواج است. از شکل ۶-ج (الف) می‌توان دید که در شکست‌های واچرخندی (چرخندی) امواج در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، واگرایی شار فعالیت موج از بالادست ناوه B روی شمال اروپا (مرکز و شرق اروپا) به پایین دست ناوه روی غرب دریای مدیترانه (شمال اروپا) اتفاق می‌افتد. همچنین واگرایی شار فعالیت موج از پایین دست ناوه B روی مدیترانه و همگرایی آن روی شمال عربستان و غرب ایران (۲۰-۳۰N) وجود دارد.

۳-۳. فعالیت موج در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال

به منظور بررسی برهم‌کنش امواج با شار میانگین در مواقع شکست واچرخندی و چرخندی امواج، شار فعالیت موج همراه با واگرایی و همگرایی آن در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال در فازهای شرقی و غربی QBO در شکل ۵ نمایش داده شده است. مطابق نظر پالم در سال ۱۹۸۱ در نواحی که شار الیاسین-پالم موج واگرا می‌شود، موج از شار میانگین، انرژی پیچکی دریافت می‌کند و تقویت می‌شود. در نواحی شار الیاسین-پالم موج همگرا می‌شود موج به شار میانگین انرژی پیچکی منتقل می‌کند و تضعیف می‌شود (هائوک و ویرس، ۲۰۰۱). همان‌گونه که از شکل‌های ۵-ج و د می‌توان دید در شکست واچرخندی امواج روی اروپا، ناوه A روی شرق آمریکا همراه با چشمه و چاه فعالیت موج در عرض‌های حدود ۳۰N-۵۰ فعال می‌باشد. شار فعالیت موجی از بالادست ناوه B روی اروپا به پایین دست ناوه روی منطقه مدیترانه وجود دارد. همگرایی شار فعالیت امواج در جنوب مدیترانه (۲۰-۳۰N) نشان‌دهنده فعالیت و میرایی این نوع موج‌ها روی شمال آفریقا می‌باشد. در عرض‌های جنوب حاره موج C نیز در شرق ایران فعال می‌باشد. شار استوا سوی فعالیت موج در پایین دست ناوه‌های B و C در



شکل ۵. میانگین پربند ارتفاع (ژئوپتانسیل)، در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، شار فعالیت موجی ($m^2 s^{-2}$ ، بردارها)، واگرایی (زرد) و همگرایی (سبز) شار فعالیت موج (ms^{-2} ، ناحیه رنگی) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال، برای شکست چرخندی (الف)، واچرخندی (ج) امواج در QBO و برای شکست چرخندی (ب)، واچرخندی (د) امواج در QBOe.

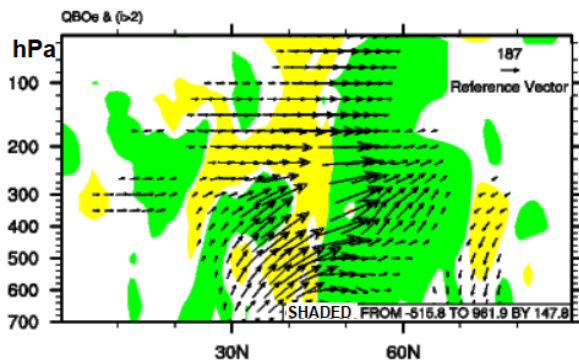


شکل ۶. اختلاف میانگین پربند ارتفاع (ژئوپتانسیل) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، شار فعالیت موجی ($m^2 s^{-2}$ ، بردارها)، واگرایی (زرد) و همگرایی (سبز) شار فعالیت موج (ms^{-2} ، ناحیه رنگی) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال بین فازهای شرقی و غربی QBO برای شکست (الف) چرخندی و (ب) واچرخندی امواج.

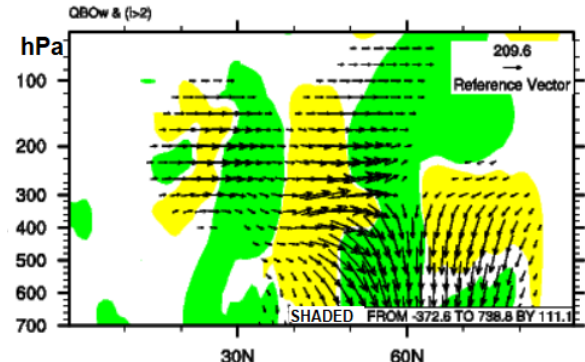
۳-۴. سطح مقطع قائم شار فعالیت امواج

شکل ۷ شامل میانگین مداری (۳۰-۰E) سطح مقطع قائم شار فعالیت موج و واگرایی آن در لایه ۵۰-۷۰۰ هکتوپاسکال در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج در فازهای شرقی و غربی QBO می‌باشد. همان‌گونه که از شکل‌های ۵-ب و د می‌توان دید در شکست‌های و اچرخندی، واگرایی شار فعالیت موج در عرض‌های بالاتر از حدود ۳۰N و همگرایی آن در عرض‌های جنب‌حاره و پایین‌تر از ۳۰N مشاهده می‌شود. با توجه به شکل‌های ۷-الف و ب در شکست‌های چرخندی، شار قطب‌سوی فعالیت موج در سه ناحیه به صورت چشمه و چاهه فعالیت موج اتفاق می‌افتد. در عرض‌های میانی (۴۰N-۶۰) قوی‌ترین شار قطب‌سوی فعالیت موج و در جنب‌حاره (۲۰N-۳۰) و جنب‌قطب (۶۰N-۷۰) شار

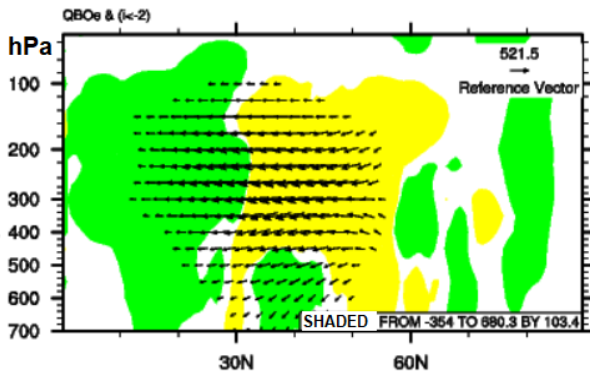
ضعیف قطب‌سو یا پایین‌سو مشاهده می‌شود. طی شکست و اچرخندی امواج، در وردسپهر زیرین تا پوشش‌سپهر زیرین ۵۰-۴۰۰ هکتوپاسکال شار پایین‌سو و استواسوی فعالیت موج مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷-ج و د)، درحالی‌که طی شکست چرخندی امواج، در وردسپهر زیرین تا پوشش‌سپهر زیرین ۵۰-۴۰۰ هکتوپاسکال شار بالاسو و قطب‌سوی فعالیت موج برقرار است. هرچند بزرگی شار فعالیت موج در شکست و اچرخندی حدود ۲/۵ برابر آن در شکست چرخندی است ولی واگرایی شار فعالیت موج در فاز شرقی و شکست‌های و اچرخندی (چرخندی) حدود 500 sm^{-2} کمتر (بیشتر) نسبت به فاز غربی است و به‌نظر می‌رسد در فاز شرقی (غربی) شکست‌های چرخندی (واچرخندی) امواج تقویت می‌شوند (شکل ۷).



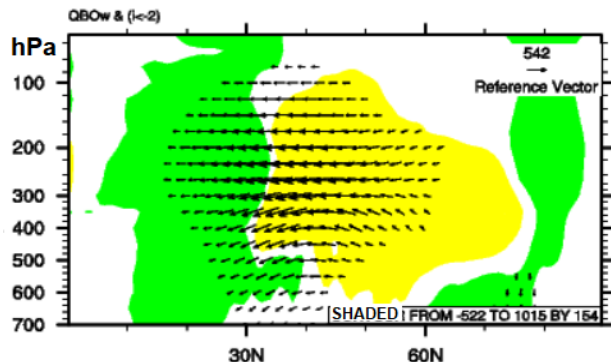
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۷. میانگین مداری (۳۰-۰E) سطح مقطع قائم شار فعالیت موج ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ، بردارها)، واگرایی (زرد) و همگرایی (سبز) شار فعالیت موج (sm^{-2} ناحیه رنگی) در لایه ۵۰-۷۰۰ هکتوپاسکال برای شکست چرخندی (الف)، و اچرخندی (ج) امواج در QBOw و شکست چرخندی (ب)، و اچرخندی (د) امواج در QBOe.

فعالیت موج به عرض‌های پایین‌تر (20°N – 30°N) می‌شود. در نتیجه در شکست‌های واچرخندی و QBOe-QBOw شار فعالیت استواسوی امواج در اکثر ناحیه واگرایی (20°N – 40°N) کاهش داشته و فقط در عرض‌های محدودی (20°N – 25°N) افزایش می‌یابد. مطابق شکل ۷-الف شکست‌های چرخندی در فاز شرقی نسبت به فاز غربی نیز ناحیه همگرایی در عرض‌های میانی تقویت شده و همگرایی شار قطب‌سوی فعالیت موج در عرض‌های میانی افزایش می‌یابد.

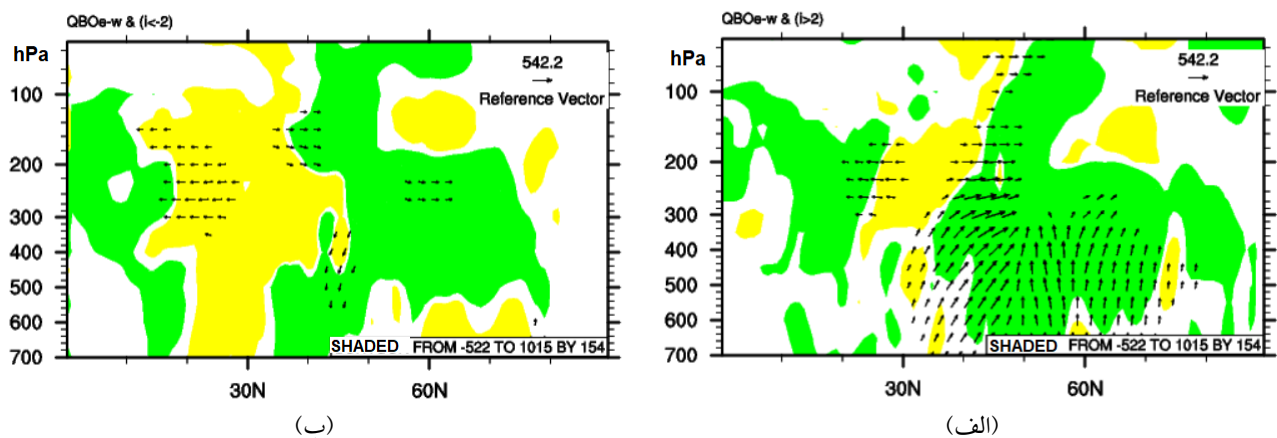
۴. مقایسه شار فعالیت امواج در نواحی مختلف (60°E –

60°W)

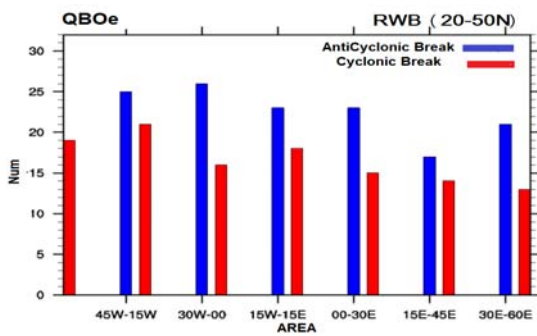
در شکل ۹ تعداد شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در هفت منطقه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (60°E – 60°W) و عرض‌های (20°N – 50°N) طی زمستان‌های (15Nov – 15Apr) دوره چهار سال مورد مطالعه، در فازهای شرقی (ب) و غربی (الف) QBO نشان داده شده است. با توجه به شکل ۹، در این دوره روی ناحیه مدیترانه (30°E – 30°E)، در فاز شرقی ۱۵ (۲۳) و در فاز غربی ۳۰ (۴۵) و در ناحیه اقیانوس اطلس (15°W – 45°W) در فاز شرقی حدود ۱۷ (۲۲) و در فاز غربی ۳۵ (۵۰) شکست چرخندی (واچرخندی) رخ داده است.

شکل ۸ میانگین مداری (30°E – 0°E) تصویر قائم اختلاف شار فعالیت موجی و واگرایی آن بین دو فاز شرقی و غربی نوسان QBO برای شکست واچرخندی (چرخندی) امواج است. همان‌طور که از شکل ۸ می‌توان دید، در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، واگرایی شار فعالیت موج از عرض‌های 20°N – 40°N و همگرایی آن در عرض‌های بالاتر از 40°N و عرض‌های پایین‌تر از 25°N بیشتر است. در شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، شار استواسوی (قطب‌سوی) فعالیت موج در جنب‌حاره (20°N – 30°N) بیشتر (کمتر) و در عرض‌های میانی (40°N – 60°N) کمتر (بیشتر) است. همچنین همگرایی شار پایین‌سو (بالاسو) در عرض‌های میانه (30°N – 60°N) در وردسپهرزبرین بیشتر است.

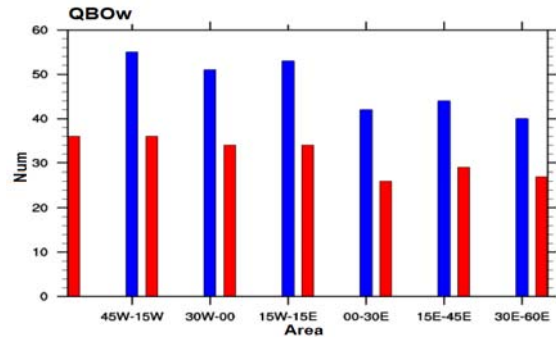
با توجه به شکل ۸-ب، در شکست‌های واچرخندی هر چند ناحیه واگرایی شار فعالیت موج (20°N – 40°N) در فاز شرقی گسترده‌تر از فاز غربی QBO است ولی در عرض‌های میانی (40°N – 60°N) ناحیه همگرایی نیز گسترده‌تر شده است. واگرایی شار فعالیت موج در عرض‌های (30°N – 40°N) سبب شار قطب‌سوی فعالیت موج و همگرایی آن در عرض‌های میانی می‌شود. به نظر می‌رسد تقویت همگرایی فعالیت موج در عرض‌های میانی سبب کاهش واگرایی شار



شکل ۸ میانگین مداری (30°E – 0°E) سطح مقطع قائم اختلاف شار فعالیت موج (m^2s^{-2})، بردارها، واگرایی (زرد) و همگرایی (سبز) شار فعالیت موج (sm^{-2}) ناحیه رنگی) در لایه ۵۰–۷۰ هکتوپاسکال بین فازهای شرقی و غربی QBO برای (الف) شکست چرخندی و (ب) واچرخندی امواج.



(ب)



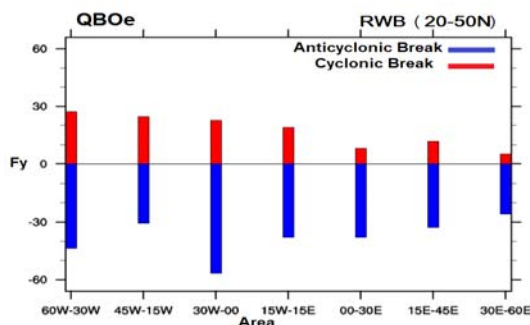
(الف)

شکل ۹. تعداد شکست‌های واچرخندی (آبی) و چرخندی (قرمز) امواج طی زمستان (۱۵Nov-۱۵Apr) سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸. (الف) در فاز غربی و (ب) فاز شرقی QBO در هفت منطقه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E).

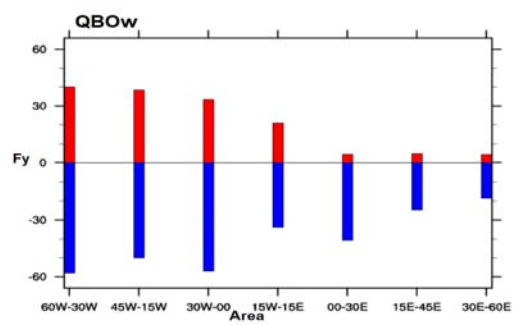
۲۰N-۵۰، بیشتر از تعداد شکست‌های چرخندی است، شکست‌های واچرخندی قوی‌تر نیز هستند و شار استواسوی فعالیت موج در عرض ۴۰N در شکست واچرخندی امواج در ناحیه مدیترانه و غرب آسیا پنج برابر و در اقیانوس اطلس دو برابر شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست‌های چرخندی است (شکل‌های ۱۰-الف و ب). مقایسه شکست امواج در دو ناحیه اقیانوس اطلس (۶۰W-۰) و دریای مدیترانه و غرب آسیا (۰E-۶۰) نشان می‌دهد که مقدار میانگین شار نصف‌النهاری در ۴۰N در سه ناحیه شکست امواج روی مدیترانه و غرب آسیا کمتر از شار میانگین در چهار ناحیه روی اقیانوس اطلس است و شکست امواج روی مدیترانه و غرب آسیا ضعیف‌تر از شکست امواج روی اقیانوس اطلس است. همچنین تعداد شکست امواج در ناحیه مدیترانه و غرب آسیا در فاز غربی (شرقی) حدود ۱۰ (۵) تا کمتر از تعداد آنها روی اقیانوس اطلس است (شکل‌های ۹ و ۱۰).

به‌منظور مقایسه شکست امواج در عرض‌های ۲۰N-۵۰ در نواحی مختلف ۶۰W-۶۰E، میانگین مداری شار نصف‌النهاری در عرض ۴۰N، در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa برای چهار ناحیه روی اقیانوس اطلس و سه ناحیه روی مدیترانه در فازهای شرقی و غربی QBO محاسبه و در شکل ۱۰ ارائه شده است. با توجه به شکل‌های ۱۰-الف و ب در شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی مدیترانه و غرب آسیا (۰E-۶۰)، میانگین شار استواسوی (قطب‌سوی) فعالیت موج (۴۰N) بر حسب واحد $m^2 s^{-2}$ ۲۲۰۰۰، در فاز شرقی QBO حدود ۲۰-۳۰ (۱۰-۱۵) و در فاز غربی حدود ۲۰-۴۰ (۵-۰) واحد می‌باشد. در حالی که این مقدار روی اقیانوس اطلس (۰-۶۰W) در فاز شرقی حدود ۳۵-۵۰ (۲۰-۲۵) و در فاز غربی حدود ۵۰-۶۰ (۳۰-۵۰) واحد است.

با توجه به شکل‌های ۹-الف و ب در هر فاز QBO علاوه بر اینکه تعداد شکست‌های واچرخندی امواج در عرض‌های



(ب)



(الف)

شکل ۱۰. میانگین شار نصف‌النهاری فعالیت موج ($22000 m^2 s^{-2}$) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال و عرض ۴۰N، برای شکست چرخندی (قرمز) و واچرخندی (آبی) امواج در هفت ناحیه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا در فاز (الف) غربی و (ب) شرقی QBO.

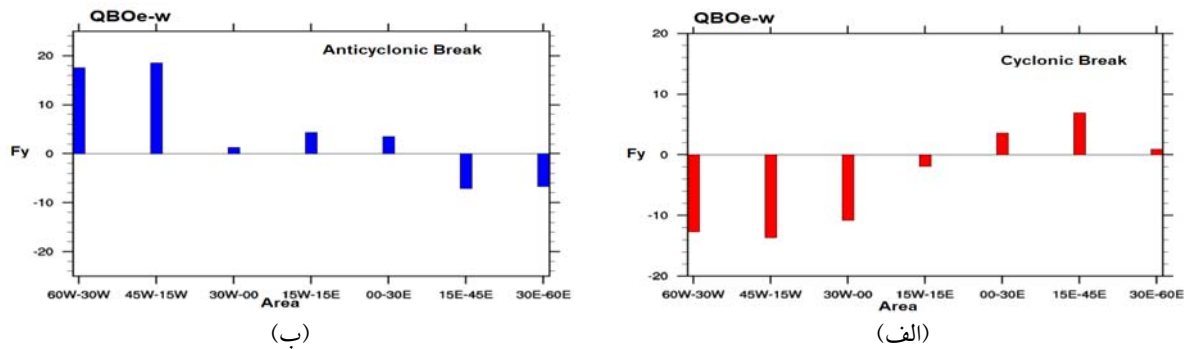
در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، شار قطب‌سو افزایش می‌یابد (شکل ۱۱-الف). تقویت پشته در بالادست ناوه روی دریای مدیترانه سبب تقویت ناوه در عرض‌های بالاتر و افزایش شار قطب‌سوی فعالیت موج دروردسپهر زبرین می‌شود (شکل‌های ۶-الف و ۸-الف).

مطابق شکل ۲-ب، گردش ثانویه ناشی از جت حاره شرقی وابسته به QBO سبب جابه‌جایی قطب‌سوی جت جنب‌حاره به عرض‌های بالاتر می‌شود. همچنین مطابق اثر هولتون-تن (HTE) در فاز شرقی QBO، امواج راسبی به عرض‌های بالاتر و در فاز غربی به عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا می‌شوند (بریسیک و کرزن‌ماخر، ۲۰۱۷). دامنه امواج روی اقیانوس اطلس (۶۰W-۰) در فاز شرقی نسبت به فاز غربی کاهش می‌یابد و به‌همراه آن شار نصف‌النهاری فعالیت موج ناشی از شکست کمتر می‌شود و در نتیجه شکست امواج روی اقیانوس اطلس در فاز شرقی QBO، ضعیف‌تر از شکست امواج در فاز غربی است. روی شرق دریای مدیترانه و غرب آسیا (۱۵E-۶۰)، در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، پراارتفاع اوراسیا در پایین‌دست ناوه تقویت می‌شود که سبب کاهش ارتفاع و نفوذ ناوه به عرض‌های پایین‌تر می‌شود (شکل ارائه نشده است) و به‌همراه آن شار نصف‌النهاری فعالیت موج ناشی از شکست در فاز شرقی نسبت به فاز غربی بیشتر می‌شود. در نتیجه شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا در فاز شرقی QBO، قوی‌تر از شکست امواج در فاز غربی است. اما روی غرب دریای مدیترانه (۰E-۳۰) در عرض‌های ۲۰N-۵۰، شار نصف‌النهاری ناشی از شکست و اچرخندی (چرخندی) در فاز شرقی ضعیف‌تر (قوی‌تر) از شکست امواج در فاز غربی است عوامل دیگری در آن نقش دارند که در فصل بعد به قسمتی از آنها اشاره می‌شود.

شکل ۱۱-ب نشان می‌دهد که میزان شار استواسوی فعالیت موج (۴۰N) در شکست و اچرخندی امواج در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (۱۵E-۶۰) حدود ۵ واحد بیشتر و روی غرب مدیترانه و اقیانوس اطلس (۳۰E-۶۰W) حدود ۵-۲۰ واحد کمتر است. همچنین باتوجه به شکل ۱۱-الف میزان شار قطب‌سوی فعالیت موج در عرض ۴۰N در شکست چرخندی امواج در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، روی مدیترانه و غرب آسیا (۰E-۶۰) حدود ۲-۶ واحد بیشتر و روی اقیانوس اطلس (۱۵E-۶۰W) حدود ۱۰-۱۵ واحد کمتر است.

مطابق شکل ۱۱-ب در QBOe-QBOw روی اقیانوس اطلس و غرب دریای مدیترانه (۱۵E-۶۰W)، شار استواسوی فعالیت موج در شکست و اچرخندی امواج کاهش می‌یابد. در فاز شرقی نسبت به فاز غربی ارتفاع ناوه افزایش و به‌همراه آن فعالیت موج کاهش می‌یابد (شکل‌های ۶-ب و ۸-ب). در نتیجه به‌همراه ضعیف شدن امواج، سازوکار شکست و اچرخندی نیز ضعیف می‌شود. اما روی شرق مدیترانه و غرب آسیا (۱۵E-۶۰)، شار استواسو افزایش می‌یابد (شکل ۱۱-الف). همچنین همراه با تقویت پشته روی اوراسیا، ناوه B تقویت می‌شود و در نتیجه شار استواسوی فعالیت موج در وردسپهر زبرین افزایش می‌یابد (شکل‌های ۶-الف و ۸-الف).

مطابق شکل ۱۱-الف در QBOe-QBOw، شار قطب‌سوی فعالیت موج در شکست چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس (۰-۶۰W) کاهش می‌یابد. در فاز شرقی نسبت به فاز غربی ارتفاع ناوه افزایش و به‌همراه آن فعالیت موج کاهش می‌یابد (شکل ۶-الف و ۸-الف). در نتیجه به‌همراه تضعیف امواج، سازوکار شکست چرخندی نیز ضعیف می‌شود. اما روی منطقه مدیترانه و غرب آسیا (۰E-۶۰)،



شکل ۱۱. اختلاف شار نصف‌النهاری فعالیت موج ($22000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) بین فازهای شرقی و غربی QBO در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال و عرض 40°N برای (الف) شکست چرخندی (ب) شکست و اچرخندی امواج در هفت منطقه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا.

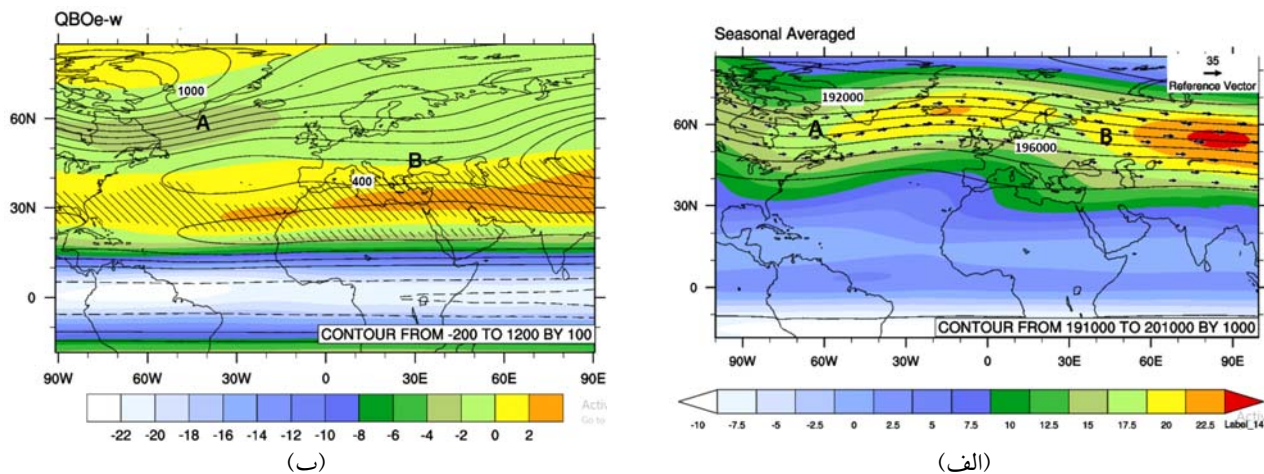
جریان افقی روی اقیانوس اطلس و اروپا تا حدود 5 m/s کاهش دارد. در عرض‌های جنب‌حاره روی ایران، مدیترانه و مرکز اقیانوس اطلس در لبه تاوه قطبی سرعت مداری تا حدود 5 m/s افزایش دارد و به نظر می‌رسد همان‌طور که وایت و همکاران در سال ۲۰۱۵ نشان دادند در فاز شرقی QBO، تاوه قطبی ضعیف و جت‌ها در لبه آن به عرض‌های بالاتر جابه‌جا می‌شوند. به همراه افزایش ارتفاع تاوه قطبی در تراز 50 hPa ، سرعت مداری در عرض‌های بالاتر از 45°N کاهش می‌یابد ولی مطابق نظر گارفینکل و هارتمن (۲۰۱۱) به همراه تقویت گردش ثانویه ناشی از حفظ توازن باد گرمایی وابسته به جت‌حاره شرقی وابسته به QBO، جت جنب‌حاره در پوشش سپهر نیز نسبت به فاز غربی تقویت می‌شود.

مشابه روش به کار رفته توسط سولمون و پلوانی (۲۰۱۶) سطح معنی‌داری داده‌های میانگین سرعت در تراز 50 hPa در فازهای شرقی و غربی QBO محاسبه شده است نتایج نشان داد که افزایش سرعت مداری در جنب‌حاره (ناحیه هاشورخورده در شکل ۱۲-ب) معنی دار نیست. به بیان دیگر جت‌های جنب‌حاره در تراز 50 hPa در فاز شرقی همواره تقویت نمی‌شوند (شکل ۱۲-ب). ولی در شکست امواج سطح اعتماد برای اختلاف میانگین‌های سرعت در فازهای شرقی و غربی QBO در تمام نواحی به بیشتر از 95 درصد می‌رسد. یعنی نتایج به‌دست آمده در شکست امواج قابل اطمینان هستند (شکل‌های ۱۴-الف و ب).

۵. بررسی جت‌های پوشش سپهر در فازهای شرقی و غربی QBO

۱-۵. میانگین ارتفاع و بادمداری تراز 50 هکتوپاسکال شکل ۱۲-الف میانگین فصلی ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت افقی در تراز 50 hPa در ماه‌های نوامبر تا مارس بین سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ را نشان می‌دهد، مطابق این شکل ناوه A روی آمریکای شمالی، یک پشته روی اقیانوس اطلس و ناوه B روی اروپا و دریای مدیترانه قرار دارد. در عرض‌های 40°N - 60°N جت در پایین‌دست ناوه A روی شمال اقیانوس اطلس (23 m/s) و همچنین در پایین‌دست ناوه B روی شرق اروپا و اوراسیا (25 m/s) و در عرض‌های 5°N - 15°N جت جنب‌حاره شرقی (subtropical easterly jet, SEJ) وجود دارد. میانگین فصلی جت‌حاره در تراز 50 hPa روی اروپا و غرب آسیا به‌صورت جت غربی با بیشینه سرعت 5 m/s روی اقیانوس اطلس دیده می‌شود.

با توجه به شکل ۱۲-ب، اختلاف میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت افقی در QBOe و QBOw نشان می‌دهد که سرعت جت‌حاره در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO دارای یک مرکز با بیشینه سرعت 20 m/s روی اقیانوس اطلس است و سرعت نسبی روی اقیانوس هند و جنوب آفریقا حدود 15 m/s است. در فاز شرقی QBO نسبت به فاز غربی، در عرض‌های میانی ارتفاع تاوه قطبی حدود 400 تا 1200 ژئوپتانسیل افزایش و سرعت



شکل ۱۲. مشابه شکل ۱ ولی برای تراز ۵۰hPa.

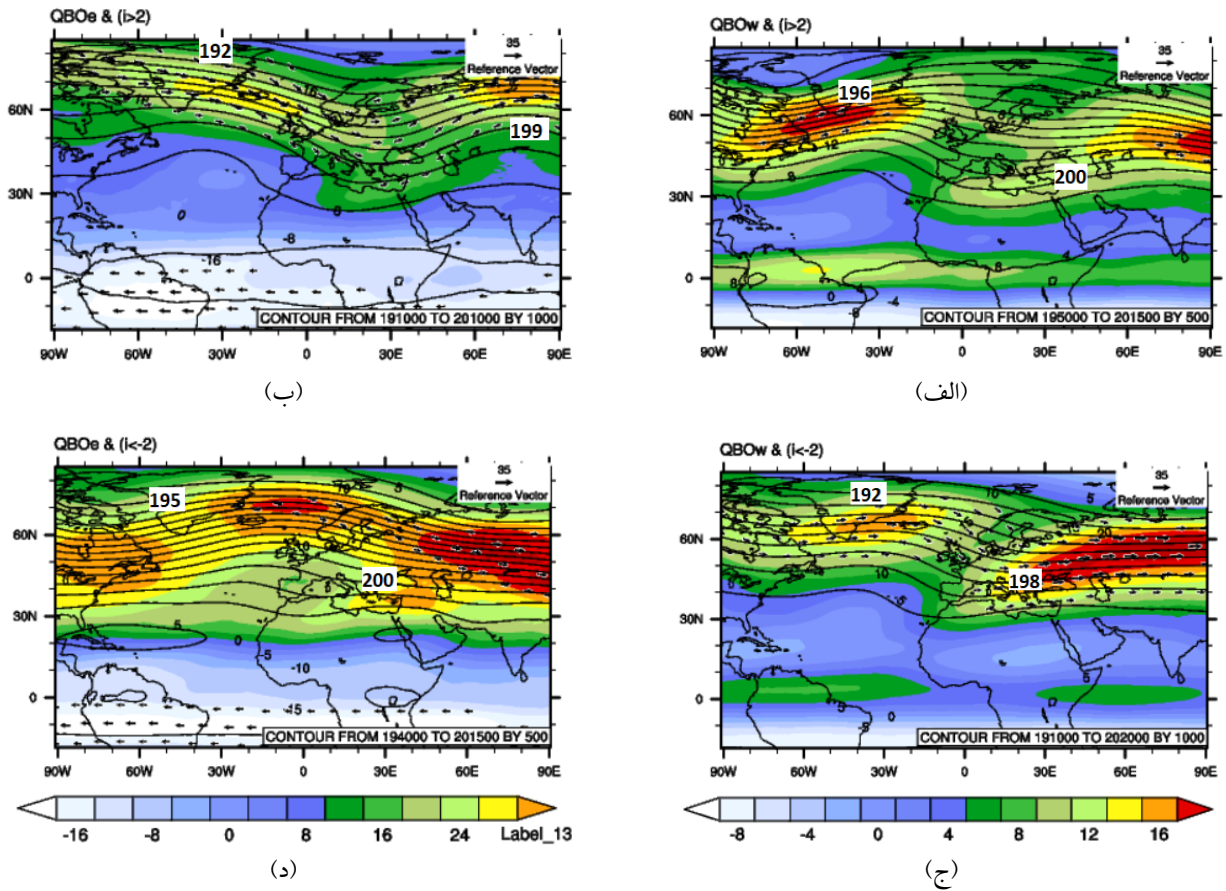
سرعت جت در پایین دست ناوه روی شرق دریای مدیترانه حدود ۱۵ (۲۵) متر بر ثانیه است و سرعت جت در بالادست ناوه روی غرب اروپا حدود ۱۵ (۲۵) متر بر ثانیه می باشد.

با توجه به شکل ۱۳-الف سرعت جت حاره شرقی وابسته به QBO در شکست چرخندی روی جنوب آمریکا به بیشینه خود در حدود ۲۰ متر بر ثانیه است. این درحالی است که روی جنوب غرب اقیانوس هند جریان غربی با سرعت ۵ متر بر ثانیه وجود دارد و مطابق شکل ۱۳-ج در شکست و اچرخندی جت شرقی حاره از جنوب آمریکا تا جنوب اقیانوس هند با بیشینه حدود ۱۵ متر بر ثانیه شکل می گیرد. با توجه به شکل های ۱۳-ب و د در عرض های حدود ۱۰N-۲۰، جت شرقی جنب حاره (SEJ) با بیشینه سرعت ۱۰ متر بر ثانیه شکل می گیرد (هیچمن و هاسمن، ۲۰۰۹) و در عرض های حاره حدود ۵N-۵S، جت غربی حاره وابسته به QBO در شکست و اچرخندی (چرخندی) روی جنوب آمریکا با بیشینه ۱۰ (۲۵) متر بر ثانیه و روی جنوب اقیانوس هند با بیشینه ۵ متر بر ثانیه شکل می گیرند.

۲-۵. ارتفاع و بادمداری تراز ۵۰ هکتوپاسکال در

شکست امواج

شکل ۱۳ ارتفاع ژئوپتانسیلی همراه با سرعت جت (۵۰ هکتوپاسکال) در چهار حالت شکست و اچرخندی و چرخندی امواج در فاز شرقی و غربی QBO را نشان می دهد. مطابق شکل های ۱۲-ب و د شکست و اچرخندی امواج در وردسپهر زیرین ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال و در فاز شرقی (غربی) QBO، درپوشن سپهر زیرین دو ناوه روی شمال شرق اروپا و آمریکا و یک پشته روی شرق اقیانوس اطلس در ناوه قطبی (۵۰ هکتوپاسکال) مشاهده می شود. ناوه روی شمال شرق اروپا محور شمال شرقی-جنوب غربی داشته و تا روی دریای مدیترانه کشیده می شود. در پایین دست ناوه روی شرق اروپا و مدیترانه سرعت جت قطبی حدود ۱۵ (۲۵) متر بر ثانیه و در پایین دست ناوه روی شمال شرق آمریکا بیشینه سرعت جت حدود ۲۵ (۱۵) متر بر ثانیه می باشد. در شکست چرخندی و فاز شرقی (غربی) QBO دو پشته روی شمال اقیانوس اطلس و شرق اوراسیا شکل می گیرد و ناوه ای روی شرق اروپا با محور نصف النهاری تا شرق دریای مدیترانه کشیده می شود.



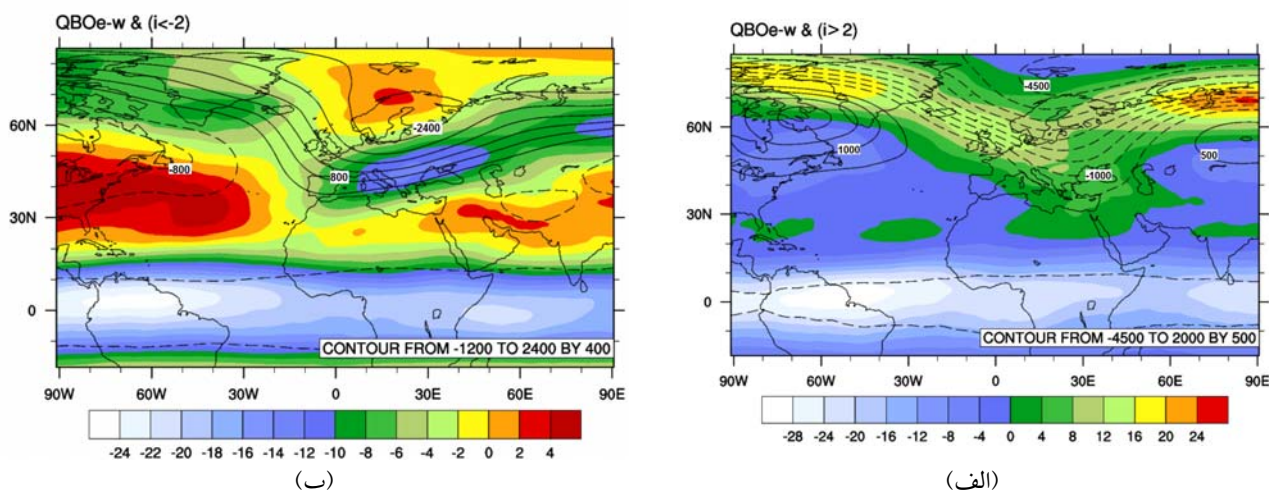
شکل ۱۳. مشابه شکل ۳ ولی برای تراز ۵۰ hPa.

۲۰ تا ۲۵ متر بر ثانیه نسبت به فاز غربی تقویت می‌شود (شکل ۱۴-ب).

در شکست چرخندی امواج اروپا و فاز شرقی نسبت به فاز غربی، کاهش ارتفاع ناوه روی اروپا تا ۴۰۰۰ ژئوپتانسیل با تقویت پشته‌ها روی شرق اوراسیا حدود ۸۰۰ ژئوپتانسیل و روی غرب اقیانوس اطلس تا حدود ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل همراه می‌باشد. با تقویت ناوه روی جنوب (شمال) اروپا سرعت مداری حدود ۱۵ (۵) متر بر ثانیه افزایش (کاهش) می‌یابد (شکل ۱۵-الف). همچنین جت جنب‌حاره (۲۰N-۳۰) روی شمال عربستان و اقیانوس اطلس تا حدود ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه تقویت شده و متناظر این مناطق در حاره (۱۰S-۱۰N) جت حاره شرقی وابسته به QBO روی جنوب آمریکا و شرق اقیانوس هند ۲۵ تا ۳۰ متر بر ثانیه نسبت به فاز غربی تقویت می‌شود (شکل ۱۴-الف).

با توجه به شکل ۱۴-ب در شکست واچرخندی امواج روی اروپا در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، افزایش ارتفاع پشته روی اروپا تا ۲۰۰۰ ژئوپتانسیل همراه با تقویت ناوه‌ها روی شرق ایران و هند حدود ۴۰۰ ژئوپتانسیل و روی غرب اقیانوس اطلس تا حدود ۸۰۰ ژئوپتانسیل می‌باشد. در شکست واچرخندی در فاز شرقی به همراه تقویت (تضعیف) پشته (ناوه) روی شمال‌غرب (جنوب‌غرب) اروپا سرعت مداری نسبت به فاز غربی حدود ۵ (۱۵) متر بر ثانیه افزایش (کاهش) می‌یابد.

در پایین دست ناوه‌های A و B جت جنب‌حاره در دوناچه روی شمال عربستان و اقیانوس اطلس تا حدود ۱۰ تا ۲۰ متر بر ثانیه تقویت می‌شود و متناظر همین مناطق در حاره (۱۰S-۱۰N) جت شرقی حاره وابسته به QBO روی جنوب آمریکا و غرب اقیانوس هند با سرعت حدود



شکل ۱۴. مشابه شکل ۴ ولی برای تراز ۵۰ hPa.

شمال آفریقا و دریای مدیترانه می شود (شکل های ۱۳ و ۱۴).

مطابق شکل ۲-ب همبستگی بین سرعت در جت حاره وابسته به QBO و جریان مداری تراز ۲۰۰ hPa نشان می دهد که جت های جنب حاره (۲۰۰ hPa) در QBOe روی شمال شرق آفریقا و در QBOw روی شمال غرب آفریقا تقویت می شوند (شکل ۲-الف). در فرایند شکست امواج، جت های حاره وابسته به QBO، حدود ۱۰ متر بر ثانیه از حالت نرمال در هر فاز قوی تر هستند (شکل آورده نشده است) و جت های جنب حاره نیز در مناطق متناظر با جت حاره شرقی وابسته به QBO، نسبت به نرمال در عرض بالاتری تقویت می شوند و از طرفی در شکست چرخندی، جت های جنب حاره در عرض های بالاتری نسبت به شکست و اچرخندی تقویت می شوند (شکل های ۱۴-الف و ب). در نتیجه جت جنب حاره در شکست و اچرخندی و فاز غربی QBO، روی شرق اقیانوس اطلس و شمال غرب آفریقا و در شکست چرخندی و فاز شرقی QBO، روی شمال شرق آفریقا و شمال عربستان تقویت می شود (شکل ۱۳).

با مقایسه شکل های ۴ و ۱۴ می توان دید که در فاز شرقی (غربی) QBO، در وردسپهر زبرین نیز، ارتفاع ناوه روی شرق (غرب) اروپا و شرق (غرب) مدیترانه کاهش و روی

با توجه به شکل ۱۴-ب می توان دید که در شکست و اچرخندی، جت حاره وابسته به QBO روی غرب اقیانوس اطلس و غرب اقیانوس هند تقویت می شود. متناظر آن در عرض های ۳۰-۴۵ N جت جنب حاره در آمریکای مرکزی و غرب اقیانوس اطلس و در ناحیه شمال عربستان و جنوب ایران تقویت می شود (شکل های ۱۳-ج و د). در شکل ۱۴-الف می توان دید که در شکست چرخندی، جت حاره وابسته به QBO روی اقیانوس اطلس و جنوب اقیانوس هند تقویت می شود. متناظر آن در عرض های ۲۰-۳۰ N جت جنب حاره روی اقیانوس اطلس و شبه قاره هند تقویت می شود (شکل های ۱۳-الف و ب). بنا به شکل ۱۳، شکست امواج روی اروپا در فاز شرقی QBO، یک ناوه روی شرق اروپا و شرق دریای مدیترانه و در QBOw، یک ناوه روی غرب اروپا و غرب مدیترانه شکل می گیرد. به گونه ای که ناوه ها به ناحیه جنب حاره روی دریای مدیترانه و شمال آفریقا نفوذ می کنند و در نتیجه جت جنب حاره در پایین دست ناوه در فاز شرقی روی شمال شرق آفریقا و شمال عربستان و در فاز غربی روی شمال غرب آفریقا تشکیل می شود. جابه جایی شرق سوی ناوه در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، سبب شکل گیری نواحی کاهش / افزایش سرعت مداری فاز شرقی نسبت به فاز غربی در جنب حاره روی ناحیه

افزایش می‌یابد. در نتیجه شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا در فاز غربی (شرقی) قوی‌تر از فاز شرقی (غربی) QBO است (شکل‌های ۱۰-الف و ب).

۶. نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از میانگین روزانه داده‌های بازتحلیل ERA-INTERIM برای ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، تاوایی پتانسیلی و سرعت افقی باد در ترازهای ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰، ۳۰۰ هکتوپاسکال، کمیت‌های فعالیت موج و شار فعالیت موج در دو حالت شکست واچرخندی و چرخندی امواج در عرض‌های 20°N – 50°N روی اروپا در دو فاز شرقی و غربی نوسان شبه‌دوسالانه (QBO) برای زمستان‌های (15 Apr–15 Nov) سال‌های ۱۹۷۹–۲۰۱۸ محاسبه شده است. بررسی‌ها نشان داد که در شکست واچرخندی، ناوه شمال‌شرقی-جنوب‌غربی روی غرب مدیترانه و پشته در بالادست آن در عرض‌های بالاتر روی غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس تقویت می‌شوند. جت جنب‌حاره در عرض‌های حدود 20°N – 30°N در پایین‌دست ناوه روی شمال آفریقا و جت عرض‌میدانی در عرض حدود 40°N – 50°N در پایین‌دست ناوه روی شرق اروپا شکل می‌گیرد. در بالادست ناوه نیز روی غرب اروپا یک جریان استواسو از شمال اروپا به روی غرب دریای مدیترانه شکل می‌گیرد. در شکست چرخندی ناوه با محور شمال‌غربی-جنوب‌شرقی روی شرق اروپا و پشته در بالادست آن در عرض پایین‌تری روی غرب مدیترانه تقویت می‌شود. جت جنب‌حاره در عرض حدود 20°N – 30°N در پایین‌دست آن روی شمال عربستان، جنوب ایران و پاکستان و جت عرض‌میدانی در عرض‌های 40°N – 50°N در بالادست آن روی اروپا شکل می‌گیرد.

در QBOw سرعت باد در عرض‌های حدود 20°N – 30°N روی مرکز آمریکا، شمال‌غرب آفریقا و جنوب ایران نسبت به QBOe تقویت می‌شود و سرعت باد در عرض‌های بالاتر حدود 40°N – 50°N روی اقیانوس اطلس، جنوب اروپا و شمال ایران تضعیف می‌شود. مطابق نظر

غرب (شرق) مدیترانه افزایش می‌یابد که به همراه آن سرعت جت در پایین‌دست ناوه روی شرق (غرب) مدیترانه افزایش و در غرب (شرق) آن کاهش می‌یابد. بنابراین در شکست امواج روی اروپا همراه با تقویت جت حاره شرقی وابسته به QBOe، جت جنب‌حاره در وردسپهر زبرین در غرب مدیترانه و شمال‌غرب آفریقا تضعیف و روی شرق مدیترانه و شمال‌عربستان تقویت می‌شود (شکل‌های ۳ و ۱۳).

باتوجه به شکل‌های ۱۴-الف و ۱۳-ج می‌توان مشاهده کرد که در شکست واچرخندی امواج با تقویت جت حاره شرقی وابسته به QBO، روی غرب اقیانوس اطلس پشته روی شرق اقیانوس اطلس نسبت به فاز غربی تقویت می‌شود و در پایین‌دست آن ناوه B روی اروپا نیز تضعیف می‌شود. این درحالی است که در فاز غربی با تضعیف جت جنب‌حاره روی اقیانوس اطلس و جابه‌جایی استواسوی آن ناوه A در شمال آمریکا در عرض‌های پایین‌تر تقویت و جت عرض‌میدانی و جت قطبی در راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در بالادست ناوه اروپا تقویت می‌شود (شکل‌های ۱۳-الف و ب). با توجه به شکل ۱۱ به همراه تضعیف (تقویت) ناوه در وردسپهر زبرین، شار استواسوی فعالیت موج در لایه ۱۵۰–۳۰۰ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد در نتیجه شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا در فاز غربی (شرقی) قوی‌تر از فاز شرقی (غربی) QBO است (شکل‌های ۱۰-الف و ب).

باتوجه به شکل ۱۴ می‌توان مشاهده کرد که در شکست واچرخندی امواج با تقویت جت حاره شرقی وابسته به QBO، جت جنب‌حاره حدود ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه در عرض‌های 35°N – 45°N روی اقیانوس اطلس تقویت می‌شود. در نتیجه، پشته روی شرق اقیانوس اطلس و به همراه آن ناوه روی اروپا تقویت و جت قطبی در راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در بالادست ناوه اروپا تقویت می‌شود (شکل‌های ۱۳-الف و ب). با توجه به شکل ۱۱ به همراه تضعیف (تقویت) ناوه در وردسپهر زبرین، شار استواسوی فعالیت موج در لایه ۱۵۰–۳۰۰ هکتوپاسکال

گارفینکل و همکاران (۲۰۱۰ و ۲۰۱۱) شکل‌گیری گردش ثانویه ناشی از توازن باد گرمایی در مجاور جت حاره غربی وابسته به QBO، موجب تقویت جت‌ها در عرض‌های حدود $20-30^\circ N$ و تضعیف جت‌ها در عرض‌های $40-50^\circ N$ می‌شود.

شکست امواج در عرض‌های $20-50^\circ N$ تحت تأثیر فازهای QBO می‌باشد. به طوری که شکست امواج روی اقیانوس اطلس (شرق دریای مدیترانه و غرب آسیا) در فاز شرقی QBO ضعیف‌تر (قوی‌تر) از شکست امواج در فاز غربی QBO است. ناو‌ها در فاز شرقی ارتفاع بیشتری (کمتری) نسبت به فاز غربی QBO دارند. همچنین شار نصف‌النهار فعالیت موج ناشی از شکست امواج در فاز شرقی کمتر (بیشتر) از فاز غربی QBO است. اما شکست امواج در غرب دریای مدیترانه ($30-0^\circ E$) تحت تأثیر موقعیت جت حاره وابسته به QBO در شکست‌های واچرخندی و چرخندی شرایط متفاوتی دارد که در ادامه تشریح می‌شود.

در فاز شرقی QBO، جت جنب‌حاره در پایین دست ناوه با شکست واچرخندی، روی شمال شرق آفریقا و شمال عربستان و جت عرض‌میان در پایین دست آن روی شرق اروپا شکل می‌گیرد، در حالی که در فاز غربی QBO، جت جنب‌حاره روی شمال غرب آفریقا و مدیترانه تقویت و با جت عرض‌میان در پایین دست ناوه روی جنوب شرق اروپا ترکیب می‌شود. بنابراین در فاز غربی روی مدیترانه و غرب اروپا شیب محور ناوه بیشتر و ارتفاع آن کمتر می‌شود. در نتیجه شار استواسوی فعالیت موج ناشی از شکست واچرخندی موج بیشتر و شکست واچرخندی موج در فاز غربی نسبت به فاز شرقی قوی‌تر است.

در شکست واچرخندی امواج و QBOe، برای حفظ توازن باد گرمایی در مجاورت جت حاره شرقی وابسته به QBO روی غرب اقیانوس هند و جنوب شرق آفریقا یک گردش ثانویه شکل می‌گیرد که سبب تقویت جت جنب‌حاره در پایین دست ناوه روی شمال عربستان و ایران می‌شود. همراه با تقویت جت حاره شرقی وابسته به QBO

روی اقیانوس اطلس، جت جنب‌حاره نیز به عرض‌های بالاتر روی اقیانوس اطلس جابه‌جا و تقویت می‌شود و ارتفاع پشته روی شرق اقیانوس بر خلاف ارتفاع ناوه کاهش می‌یابد و سرعت مداری در بالادست ناوه روی شمال غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس نسبت به فاز غربی افزایش می‌یابد. در شکست واچرخندی و فاز شرقی QBO، پشته‌ها و ناو‌ها ضعیف شده و جریان نصف‌النهاری کاهش و جریان مداری افزایش می‌یابد در نتیجه شار استواسوی فعالیت موج ناشی از شکست واچرخندی ضعیف می‌شود. در شکست واچرخندی امواج و QBOw، جابه‌جایی استواسوی جت عرض‌میان و ترکیب آن با جت جنب‌حاره در پایین دست ناوه همراه با تقویت ناوه روی شمال غرب آفریقا و غرب مدیترانه است. تقویت جت حاره غربی وابسته به QBO روی اقیانوس اطلس موجب جابه‌جایی استواسوی جت جنب‌حاره به عرض‌های پایین‌تر روی اقیانوس اطلس شده و بدین ترتیب جت جنب‌حاره در شرق اقیانوس اطلس و شمال شرق آفریقا در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی در پایین دست ناوه قرار می‌گیرد. در QBOw به همراه کاهش ارتفاع ناوه روی اروپا، پشته روی شمال شرق اقیانوس اطلس و شمال غرب اروپا تقویت می‌شود. تقویت ناو‌ها و پشته‌ها سبب افزایش جریان نصف‌النهاری در بالادست ناوه و در نتیجه شار استواسوی فعالیت موج ناشی از شکست واچرخندی تقویت می‌شود.

در فاز شرقی QBO، جت جنب‌حاره در پایین دست ناوه با شکست چرخندی، روی شمال شرق آفریقا و شمال عربستان و جت عرض‌میان در بالادست آن روی اروپا شکل می‌گیرد، در حالی که در فاز غربی QBO، جت عرض‌میان روی اروپا به عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده و با جت جنب‌حاره در بالادست ناوه روی شمال غرب آفریقا ترکیب می‌شود. در فاز شرقی شیب محور شمال غربی-جنوب شرقی ناوه بیشتر و ناوه ارتفاع کمتری روی مدیترانه و شرق اروپا نسبت به فاز غربی دارد و شار قطب‌سوی

اثر نوسان شبه‌دوسالانه QBO بر ورود سپهر برون حاره ای در اوایل زمستان از دیدگاه انرژی، م. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۲۳-۲۴.

سیفی، ز.، میررکنی، س.م.، جغتایی، م. و محب‌الحجه، ع. ۱۳۹۷، بررسی اثر نوسان شبه‌دوسالانه QBO بر تاوه قطبی روی پوشش سپهر پایینی و میانی، م. ژئوفیزیک ایران، ۶۰۹-۶۰۷.

عباس‌زاده اقدم، ک.، محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف. ۱۳۹۳، بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشش سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا، م. فیزیک زمین و فضا، ۴، ۱۲۷-۱۳۸.

فعالیت موج ناشی از شکست چرخندی موج نسبت به فاز غربی بیشتر است. در نتیجه شکست چرخندی ناوه B در فاز شرقی قوی‌تر از فاز غربی است. در شکست چرخندی امواج و QBOe، گردش ثانویه ناشی از حفظ توازن باد گرمایی درمجاورت جت حاره شرقی وابسته به QBO در ناحیه اقیانوس اطلس تا جنوب آفریقا، سبب جابه‌جایی قطب‌سو و تقویت جت جنوب‌حاره روی جنوب غرب اروپا و غرب دریای مدیترانه در بالادست ناوه می‌شود.

مراجع

اسبقی، ق.، جغتایی، م. و محب‌الحجه، ع. ۱۳۹۴، بررسی

- troposphere. *J. Atmos. Sci.* 37, 2600-2616.
- Esler, J.G. and Haynes, P.H., 1999, Mechanisms for Wave Packet Formation and Maintenance in Quasigeostrophic Two-Layer Model. *J. Atmos. Sci.* 56(15).
- Garfinkel, C.I., Dennis L. Hartmann, and Fabrizio Sassi., 2010, Tropospheric Precursors of Anomalous Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortices. *J. Climate.* 23(12), 3282-3299.
- Garfinkel, C.I. and Hartmann, D. L., 2011, The Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on the Troposphere in winter in a Hierarchy of Models, *J. Atmos. Sci.*, 68, 1273-1289.
- Holton, J. R., and Tan, H.-C., 1980, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208.
- Holton, J. R. and Austin, J., 1990, The influence of the QBO on Sudden Stratosphere Warmings. *J. Atmos. Sci.*, 48(4).
- Hauck, C. and Wirth, V., 2001, Diagnosing the Impact of Stratospheric Planetary Wave Breaking in a Linear Model. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1357-1370.
- Hoskins, B. J. and Hodges, K.I., 2002, new perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1041-1061.
- Hitchman, M. H. and Huesmann, A. S., 2006, a Seasonal Climatology of Rossby Wave Breaking in The 320-2000-K Layer. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1922-1940.
- Hitchman, M. H. and Huesmann, A. S., 2009, Seasonal influence of the quasi-biennial oscillation on stratospheric jets and Rossby wave breaking. *J. Atmos. Sci.*, 66, 935-946.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha,
- Anstey, J. A., Scinocca, J. F. and Keller, M., 2015, Simulating the QBO in an Atmospheric General Circulation Model: Sensitivity to Resolved and Parameterized Forcing. *J. Atmos. Sci.*, 73, 1043-1061.
- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovoy, C. B., 1987, Middle Atmosphere Dynamics. International Geophysics Series, 40, 489.
- Asbaghi, G., Joghataei, M. and Mohebalhojeh, A. R., 2016, Impacts of the QBO on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks: An energetic perspective. *Geophysical Research Letters.* 44, 1-8.
- Baldwin, M.P and Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnersley, J. S., Marquardt, C. and Sato, K., 2001, The quasi-biennial oscillation. 2001 *J. Geophys. Res.* 39, 2, 179-229.
- Braesicke, P. and Kerzenmacher, T., 2017, how robust is the Holton-Tan relationship? *J. Geophys. Res.*, 19, 179-229.
- Collimore, C. C., Martin, D. W., Hitchman, M. H., Huesmann, A. and Waliser, D. E., 2003, on the relationship between the QBO and tropical deep convection., 2003, *J. Climate*, 16, 2552-2568.
- Dunkerton, T. J. and Baldwin, M. P., 1991, Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1043-1061.
- Dunn-Sigouin, E. and Shaw, T. A., 2015, Comparing and contrasting extremestratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation, *J. Geo. Res. Atmos.* 120, 4.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J. and McHntyre, M.E., 1980, Eliassen-Palm cross-sections for the

- S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D., 1996, the NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-72.
- Matsuno, T., 1970, Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 27, 871-883.
- Marshall, A. G. and Scaife, A. A., 2009, Impact of the QBO on surface winter climate. *J. Geophys. Res.*, 114, D18110.
- O. Sullivan, D. and Sulby, M.L., 1989, Coupling of the Quasi-biennial Oscillation and the Extratropical Circulation in the Stratosphere through Wave Transport. *J. Atmos.Sci.*, 47(5), 650-668.
- O Sullivan, D. and Yang, R.E., 1992, Modeling the Quasi-beinnial Oscillation Effect on the Winter Stratosphere Circulation., *J. Atmos.Sci.*, 49(24), 2437-2447.
- Palmer, T. N., 1981, Property of The Elissen – palm Flux of The Planetary Scale Motion. *J. Atmos. Sci*, 39, 992- 997.
- Shaw, T.A and Perlwitz, J., 2014, On the Control of the Residual Circulation and Stratospheric Temperatures in the Arctic by Planetary Wave Coupling. *J. Atmos., Sci.* 71. 1.
- Shepherd, T.G., 2014, Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nature Geoscience.* 7, 703-708.
- Sandro, W. L., Matthes, K., Omrani, N., Harnik, N. and Wahl, S., 2016, Influence of the Quasi - Biennial Oscillation and Sea Surface Temperature Variability on Downward Wave Coupling in the Northern Hemisphere Solomon, A. and L. M. Polvani., 2016: Highly significant responses to anthropogenic forcings of the midlatitude jet in the Southern hemisphere. *Journal of Climate.* 29, 3463-3470.
- Wallace, J.M., Panetta, R. L. and Estberg, J., 1993, Representation of the Equatorial Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation in EOF Phase Space. *J. Atmos. Sic.*, 50, 12.
- White, I.P and Mitchell, J. and Phillips, T., 2015, Dynamical Response to the QBO in the Northern Winter Stratosphere: Signatures in Wave Forcing and Eddy Fluxes of Potential Vortices. *J. Atmos. Sci.*, 72(12).
- Zhu, X., Yee., J.H., Talaat, E. R. and Mlynczak, M., 2008, Diagnostic Analysis of Tidal Winds and the Eliassen Palm Flux Divergence in the Mesosphere and Lower Thermosphere from TIMED/SABER Temperatures. *J Atmos. Sci.*, 65, 3840-3859.

Effect of Quasi-Biennial Oscillation (QBO) on the Rossby wave breaking over Europe and West Asia: wave activity aspects

Khodadi, M. M.¹, Azadi, M.^{2*}, Moradi, M.² and Ranjbar Saadat Abadi, A.²

1. Ph.D. Student, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran
2. Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 21 Aug 2020, Accepted: 29 Sep 2020)

Summary

In the present study, using the ERA-INTERIM reanalysis data for daily mean of geopotential height, temperature, horizontal wind speed and relative vorticity at 300, 200, 150, 100 and 50 hPa levels, the wave activity and wave activity flux for cyclonic and anticyclonic Rossby wave breaking events that occurred during the easterly and westerly phase of QBO, over Europe for the winter time 1979-2018, were calculated and analyzed. Results showed that during wave breaking events at latitudes around 20-50N are affected by QBO with easterly and westerly phases. As such, the wave breaking events over the Atlantics (east of the Meditranean and west of Asia) during QBOe are weaker (stronger) compared to those during QBOw. The amplitude of the troughs is larger (smaller) during QBOe compared to QBOw and mridional wave activity flux associated with the wave breaking events during the QBOe is smaller (larger) compared to QBOw. While the wave breaking events over the west of the Meditranean (0-30 N), affected from the tropical jet stream associated with QBO, is different for anticyclonic and cyclonic wave breakings and is described briefly in the following.

During the anticyclonic wave breaking events in QBOe, the subtropical jet is shifted over north east of Africa and north of the Arabian Peninsuls and a jet stream is formed at mid latitudes over the south east of Europe. While, in QBOw the subtropical jet stream is intensified over northwest of Africa and is merged with the mid latitude jet stream over southeast of Europe (White et al., 2015). Therefore, in the QBOw, over the Meditranean and west of Europe, the slope of the trough is increased and penetrates to lower altitudes. Consequently, the equatorward wave activity flux caused by anticyclonic wave breaking is increased and the anticyclonic wave breaking is stronger during QBOw compared to QBOe. During the anticyclonic wave breaking events in QBOe, the thermal wind balance is valid near the tropical jet stream associated with QBO over the west of the Indian Ocean and south east of Africa, as secondary circulation is formed that causes the intensification of the subtropical jet stream over north of the Arabian Peninsula and Iran, downstream of the trough. Along with the intensification of the tropical jet stream associated with QBOe over the Atlantics, the subtropical jet stream is shifted to higher latitudes and is intensified. Unlike the trough the altitude of the ridge over the east of the Atlantics is decreased and the zonal wind speed upstream of the trough over the north west of Europe and east of the Atlantics is increased. The Equatorward wave activity flux during the anticyclonic wave breaking events in QBOe is weakened. During the anticyclonic wave beaking events in QBOw, the equatorward shift of the mid latitude jet stream and its merge with the subtropical jet stream downstream of the trough is accompanied with the intensification of the trough over north west of Africa and east of the Meditranean. Intensification of the jet stream associated with QBOw over the Atalantics causes the subtropical to be shifted equator ward and thus the subtropical jet stream over the east of the Atlantics and north of Africa is intensified and is tilted in the direction NW-SE. During QBOw, along with the penetration of the trough to lower altitudes over Europe, the ridge over the north east of the Atlantics and north of Europe is intensified. Intensification of troughs and ridges causes the intensification of upstream meridional flow and thus the equator ward of wave activity flux associated with anticyclonic wave breakings is increased.

During the cyclonic wave breaking events in QBOe, the subtropical jet is shifted over north east of Africa and north of the Arabian Peninsula and a jet stream is formed at mid latitudes over the Europe in the upstream of the trough. While, in QBOw the midlatitude jet stream is shifted equatorward and is merged with the subtropical jet stream over northwest of Africa. Therefore, in the QBOe, the slope of the trough is increased and penetrates to lower altitudes, over the Meditranean and East of Europe. Consequently, the poleward wave activity flux caused by the cyclonic wave breaking is increased and the cyclonic wave breaking is stronger during QBOe compared to QBOw. During the cyclonic Wave beaking events in QBOe, intensification of the tropical jet stream associated with QBOe over the Atalantics and south of Africa causes the subtropical jet to be shifted poleward and thus the subtropical jet stream over the west of the Mediterranean and southwest of Europe is intensified.

Keywords: Anticyclonic Wave Break, Cyclonic Wave Break, Wave Activity Flux, Quasi-Biennial Oscillation, Polar vortex.

* Corresponding author:

azadi68@hotmail.com