

مقایسه شکست امواج راسبی روی اروپا و غرب آسیا از دیدگاه فعالیت موج

محمد مهدی خدادی^۱، مجید آزادی^{۲*}، محمد مرادی^۳ و عباس رنجبر سعادت آبادی^۴^۱ دانشجوی دکتری، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران^۲ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران^۳ استادیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران^۴ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۰۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۱۱)

چکیده

در این مطالعه کمیت‌های فعالیت موج و شار فعالیت موج در شکست و اچرخندی و چرخندی امواج روی اروپا برای زمستان (۱۵ نوامبر تا ۱۵ آوریل) سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ با استفاده از میانگین روزانه داده‌های بازتحلیل ERA-INTERIM برای کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت باد افقی و تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال محاسبه و تحلیل شده‌اند. نتایج نشان داد که در شکست‌های و اچرخندی (چرخندی)، یک ناوه باریک (پهن) با محور شمال شرقی- جنوب غربی (شمال غربی- جنوب شرقی) به همراه تاوایی پتانسیلی در حدود ۸-۵ PVU (۶-۴) از روی اروپا تا غرب (شرق) دریای مدیترانه کشیده می‌شود. در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج، روی غرب اروپا (دریای مدیترانه) افزایش ارتفاع و روی دریای مدیترانه (شرق اروپا)، کاهش ارتفاع مشاهده می‌شود و مسیر انتشار امواج و فرارفت تاوایی آنها استواسو (قطب‌سو) است؛ در نتیجه، همراه با شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج، شار استواسوی (قطب‌سوی) فعالیت موج به پایین دست ناوه در عرض‌های پایین‌تر (بالا‌تر) از ۴۰°N، باعث تقویت (تضعیف) امواج روی دریای مدیترانه و غرب آسیا (۴۰°N- می‌شود.

در مقایسه با شکست‌های چرخندی، دامنه و مقدار تاوایی امواج در شکست‌های و اچرخندی بزرگ‌تر است؛ جت‌ها در عرض بالاتری روی اروپا و دریای مدیترانه شکل می‌گیرند و مؤلفه‌های نصف‌النهاری و قائم فعالیت موج در شکست و اچرخندی حدود ۱/۵ برابر مقدار آن در شکست چرخندی است. همچنین به نظر می‌رسد که علاوه بر کمتر بودن تعداد شکست‌های چرخندی، این شکست‌ها خیلی ضعیف‌تر از شکست‌های و اچرخندی امواج روی اروپا هستند.

واژه‌های کلیدی: شکست و اچرخندی امواج، شکست چرخندی امواج، شار فعالیت موج، نوسان شبه‌دوسالانه

۱ مقدمه

بررسی تاوایی پتانسیلی روی سطوح همدمای پتانسیلی (isentropic) در وردسپهر زبرین (۳۲۰-۳۵۰K)، دو نوع شکست برای موج راسبی (Rossby Wave Breaking, RWB) شامل شکست‌های واچرخندی و چرخندی در سطوح همدمای پتانسیلی را نشان می‌دهد. فرایند شکست چرخندی موج معمولاً با شار قطب‌سوی فعالیت موج، جت قوی و پهن، شیو تاوایی پتانسیلی (Potential Vorticity, PV) ضعیف یا حتی منفی در قسمت قطب‌سوی جت همراه است. شکست واچرخندی موج با شار استواسوی فعالیت موج، جت ضعیف و باریک و شیو PV به نسبت قوی در قسمت استواسوی جت همراه است (ترونگراف، ۱۹۹۳؛ اسلر و هینز، ۱۹۹۱).

ماساتو و همکاران، (۲۰۱۱) با محاسبه شناسه‌های مربوط به جهت و شدت شکست امواج راسبی موسوم به DB (Direction of Breaking Index) و RI (Relative Intensity Index) نشان دادند که معمولاً شکل‌گیری بندال‌ها روی اروپا و روی اقیانوس‌های آرام و اطلس به ترتیب با شکست واچرخندی و شکست چرخندی امواج همراه است. در شکست واچرخندی امواج روی اروپا، فرارفت دما و تاوایی پتانسیلی از عرض‌های میانی به جنب حاره و در شکست چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس، فرارفت دما و تاوایی پتانسیلی از عرض‌های میانی به عرض‌های بالاتر شکل می‌گیرد (استرانگ و مگنوس‌داتیر، ۲۰۰۸؛ پاستل، ۱۹۹۹). در پژوهش حاضر، شناسه شکست امواج با استفاده از شار فعالیت موج (اسلر و هینز، ۱۹۹۹) محاسبه می‌شود. همچنین در فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (North Atlantic Oscillation, NAO)، شکست واچرخندی و در فاز منفی NAO، شکست چرخندی امواج در ناحیه اقیانوس اطلس چیره است (فرنزکی و همکاران، ۲۰۰۴ و ماتیس و شوارتز، ۲۰۰۷). در فاز مثبت NAO، واگرایی شار فعالیت موج از شمال شرق اطلس به

اروپا و منطقه مدیترانه رخ می‌دهد. در فاز منفی، چشمه فعالیت موج در غرب مدیترانه سبب افزایش چرخندزایی در مرکز و شرق مدیترانه می‌شود (رضائیان و همکاران، ۱۳۹۳). در پژوهش حاضر برای بررسی فرایند شکل‌گیری شکست‌های واچرخندی و چرخندی و مقایسه تعداد آنها در منطقه مدیترانه و اروپا (E-۳۰)، فعالیت امواج همدیدی و شار فعالیت آنها در وردسپهر زبرین (۳۰۰-۱۵۰ hPa) محاسبه و بررسی می‌شود (اندر و هولتن، ۱۹۸۷).

بسته‌موج‌های اطلس در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲، هنگام گذر از اروپا یا به پادجریان‌سوی مسیر طوفان مدیترانه در عرض‌های پایین‌تر نفوذ کرده‌اند یا ابتدا از اروپای شمالی گذر کرده و سپس به جریان‌سوی مسیر مدیترانه در عرض‌های پایین‌تر منتشر شده‌اند (مرتضی‌پور و همکاران، ۱۳۹۵). برهم‌کنش و تبادل فعالیت امواج بین طوفان‌های مسیر اطلس و مدیترانه، در نواحی مختلف دریای مدیترانه، در ماه‌های اول و آخر زمستان متفاوت است (اسعدی و همکاران، ۱۳۸۹). در این پژوهش برای بررسی اثر شکست امواج روی اروپا بر امواج در عرض‌های پایین‌تر روی دریای مدیترانه، مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج در عرض ۴۰N محاسبه می‌شود.

انتشار استواسو یا قطب‌سوی امواج معمولاً با انتشار بالاسو یا پایین‌سوی امواج همراه است (ماتسونو، ۱۹۷۰). تابش امواج به پوشش سپهر، انتقال تکانه در راستای قائم و در نتیجه، تضعیف امواج در وردسپهر را به همراه دارد و بازتاب امواج به وردسپهر سبب انتقال پایین‌سوی تکانه و در نتیجه، تقویت امواج در وردسپهر می‌شود (دان‌سیگون و شاو، ۲۰۱۵). هارنیک و همکاران (۲۰۱۱) شار قائم امواج بلند را در نیمکره شمالی حساب کردند و نشان دادند که معمولاً در زمستان هر سال، فقط یک نوع از شار بالاسو یا پایین‌سو حاکم است. بعضی سال‌ها شار زمینه پوشش سپهر به گونه‌ای است که بیشتر موجب بازتاب شار فعالیت امواج

در هر روز، با استفاده از میانگین فصلی در چهل سال مورد مطالعه محاسبه شده است (هینز و مکین تیر، ۱۹۸۷ و مگنوس داتیر و هینز، ۱۹۹۸). در معادله (۱)، فعالیت موج (A) برحسب توان دوم تاوایی پتانسیلی پیچکی شبه-زمینگرد (q^e) و مشتق آن (q_λ^e)، مشتق میانگین فصلی تاوایی پتانسیلی (Q_ϕ^0) و شعاع زمین (a) بیان شده و از کمیت پیچکی $\xi_x^e = q^e - \bar{q}^e$ استفاده شده است.

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

در معادله (۲)، بردار شار فعالیت موج (F) برحسب حاصل ضرب مؤلفه‌های پیچکی سرعت‌های مداری (u^e) و نصف‌النهاری (v^e)، بریشیدگی تابع موج (ψ^e)، تاوایی پتانسیلی پیچکی (ξ^e) و دمای پتانسیلی (θ^e) به‌دست آمده است.

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

در معادله (۳)، F_+^ϕ و F_-^ϕ به ترتیب انتگرال‌های شار قطب‌سو و استواسوی فعالیت موج در عرض‌های (۷۰N-۲۰) و در لایه (۳۰۰hPa-۱۵۰) است. همچنین عملگر $\langle \rangle$ نشان‌دهنده میانگین مداری روی دریای مدیترانه (۳۰E-۰) و میانگین قائم در لایه (۳۰۰hPa-۱۵۰) است. اگر $|i(\lambda, t)| > 1$ باشد، موج شکسته می‌شود. در این مطالعه برحسب مقدار مطلق شاخص شکست $i(\lambda, t)$ ، شکست امواج به سه گروه تقسیم شده است:

الف) شکست ضعیف $1 < |i(\lambda, t)| < 2$ ؛

ب) شکست متوسط $2 < |i(\lambda, t)| < 3$ ؛

ج) شکست قوی امواج $|i(\lambda, t)| > 3$.

به وردسپهر می‌شود. در سال‌های دیگر، شرایط شار زمین در پوشش سپهر طوری است که بیشتر برهم‌کنش بین موج و شار زمینه حاکم است و شار فعالیت امواج در پوشش سپهر باقی می‌ماند. شبیه‌سازی شکست امواج در سطوح هم‌دمای پتانسیلی (۳۲۰-۳۵۰K) روی اقیانوس آرام نشان داده است که شکست و چرخندی امواج ناشی از نفوذ تاوایی پتانسیلی پوشش سپهر زیرین به وردسپهر زبرین است و عامل شکست چرخندی امواج، نفوذ هوای وردسپهر به پوشش سپهر در طرف قطب‌سوی جت است (اسکات و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۵). در این پژوهش نیز برای بررسی وضعیت پوشش سپهر، مؤلفه قائم شار فعالیت موج در شکست امواج در منطقه مدیترانه و اروپا (۳۰E-۰) محاسبه و بررسی می‌شود.

۲ داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های مورد استفاده در مطالعه حاضر، میانگین روزانه داده‌های بازتحلیل ERA_Interim با تفکیک افقی ۰/۷۵ (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) برای فصل زمستان (ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ است که از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) تهیه شده است.

در روابط (۱) تا (۳) کمیت‌های فعالیت موج (A)، شار فعالیت موج (F) و شناسه شکست امواج ($i(\lambda, t)$) برای شکست‌های و چرخندی و چرخندی امواج در ناحیه مدیترانه (۳۰E-۰)، در طول چهل سال گذشته (۲۰۱۸-۱۹۷۹) با استفاده از روابط اسلر و هینز (۱۹۹۹) محاسبه شده‌اند:

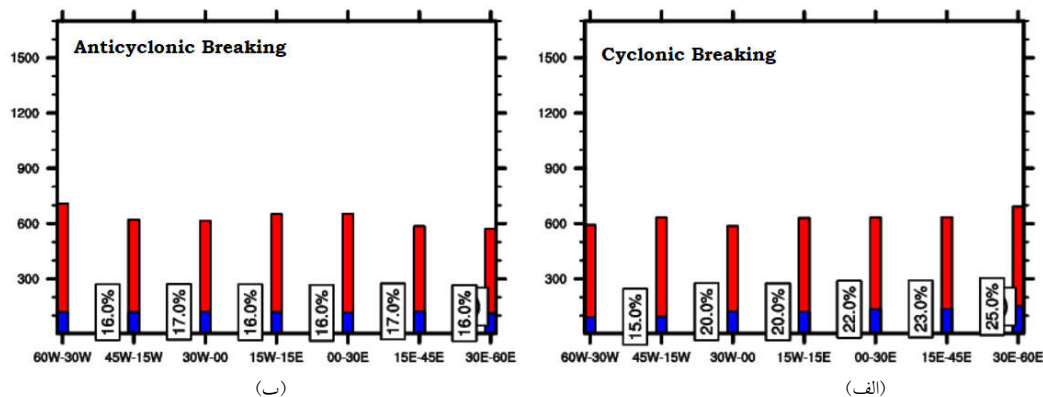
$$A = \frac{a \cos(\phi) \left(q^{e^2} - \frac{\xi^e q_\lambda^e}{a \cos \phi} \right)}{4Q_\phi^0}, \quad (1)$$

در رابطه بالا λ و ϕ به ترتیب طول و عرض جغرافیایی و t روز شکست موج است. مقادیر بریشیدگی این کمیت‌ها

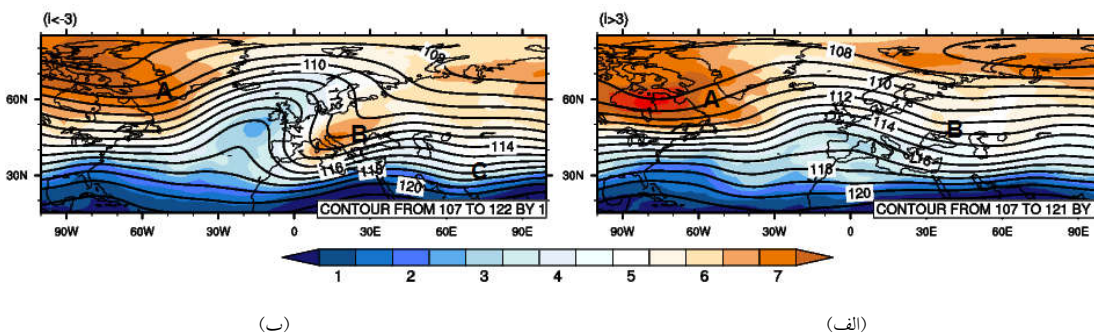
شرق مدیترانه و غرب آسیا (۶۰E-۱۵) تعداد شکست‌های چرخندی بیشتر است (شکل ۱-الف و ب) که با نتایج استرانگ و مگنوس‌داتیر (۲۰۰۸) همخوانی دارد. در انتها بین امواج با شکست متوسط و قوی در منطقه دریای مدیترانه (۳۰E-۰)، سیزده مورد شکست و چرخندی قوی (۳) $(i(\lambda, t) < -3)$ و ده مورد شکست چرخندی قوی (۳) $(i(\lambda, t) < -3)$ و ده مورد شکست چرخندی قوی (۳) $(i(\lambda, t) > 1)$ امواج همدیدی محاسبه شده است.

در پژوهش حاضر ابتدا میانگین کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی و باد مداری در تراز ۲۰۰ hPa، تاوایی پتانسیلی و شار فعالیت موج در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa در شکست‌های و چرخندی (چرخندی) قوی روی منطقه مدیترانه بررسی می‌شود. همچنین تصویر قائم بردار شار فعالیت موج (۷۰۰-۵۰ hPa) همراه با همگرایی و واگرایی شار فعالیت موج در شکست‌های قوی بررسی می‌شود. سپس به منظور مقایسه شکست امواج روی اروپا با شکست امواج در غرب آسیا، میانگین مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج در عرض ۴۰N و مؤلفه قائم شار فعالیت امواج در تراز ۲۰۰ hPa در شکست امواج در نواحی مختلف از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰E-۶۰W) محاسبه می‌شود. در بخش بعدی، سری زمانی میانگین مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت

اگر $i(\lambda, t) > 3$ باشد، شکست چرخندی قوی و اگر $i(\lambda, t) < -3$ باشد، شکست و چرخندی قوی برای امواج فرض می‌شود. با استفاده از معادله (۳) شاخص شکست برای تمام روزهای زمستان سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ برای هفت ناحیه مجزا از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) محاسبه شده است. تعداد شکست امواج $(|i(\lambda, t)| > 1)$ حدود ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ موج با عدد موج ۵ و ۶ است که از نواحی مختلف نیمکره شمالی (۷۰N-۲۰) شامل اقیانوس اطلس، اروپا و غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) عبور کرده‌اند. مطابق شکل ۱، در این مدت، در هر منطقه تعداد ۶۰۰ تا ۷۰۰ موج، شکست و چرخندی $(i(\lambda, t) < -1)$ داشتند که حدود ۱۷٪ از آنها (۸۵ تا ۱۱۰ موج)، شکست و چرخندی متوسط و قوی $(i(\lambda, t) < -2)$ بود. همچنین تعداد ۵۰۰ تا ۶۰۰ موج، شکست چرخندی $(i(\lambda, t) > 1)$ داشتند که حدود ۲۰٪ آنها (۹۰ تا ۱۳۰ موج) شکست چرخندی متوسط و قوی $(i(\lambda, t) > 2)$ بود. مطابق نتایج ماساتو و همکاران (۲۰۱۳)، روی اقیانوس اطلس و غرب دریای مدیترانه تعداد شکست‌های و چرخندی امواج بیشتر از تعداد شکست‌های چرخندی است، اما تعداد شکست‌های چرخندی از غرب به شرق روند افزایشی دارد و روی



شکل ۱. تعداد شکست امواج در حالت‌های (الف) چرخندی و (ب) و چرخندی. میله‌های قرمز تعداد شکست امواج $(|i(\lambda, t)| > 1)$ و میله‌های آبی تعداد شکست متوسط و قوی امواج $(i(\lambda, t) > 2)$ را برای حالت‌های چرخندی و و چرخندی در هفت منطقه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) نشان می‌دهند. عدد کنار هر میله، نسبت تعداد شکست‌های متوسط و قوی به تعداد کل شکست‌ها برحسب درصد است.



شکل ۲. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پریندها) در تراز ۲۰۰ hPa و تاوایی پتانسیلی (PVU، ناحیه رنگی) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa برای (الف) شکست چرخندی و (ب) شکست و اچرخندی امواج روی مدیترانه و اروپا.

است که تا دریای خزر (۶۰N-۳۵) کشیده شده است. در بالادست ناوه، روی غرب اروپا پشته‌ای با محور قائم استقرار دارد. مقدار تاوایی پتانسیلی برای ناوه شرق اروپا ۴-۶ PVU و برای پشته شرق اقیانوس اطلس ۳-۵ PVU است (شکل ۲-الف).

شایان گفتن است که در شکست و اچرخندی امواج علاوه بر ناوه B روی اروپا، ناوه A در غرب اقیانوس اطلس و ناوه C با دامنه کمتر روی شرق دریای مدیترانه و غرب آسیا (۴۰N-۲۰) ایجاد می‌شود (شکل ۲-ب). در شکست چرخندی، ناوه B تا شرق دریای مدیترانه و ناوه A تا مرکز اقیانوس اطلس کشیده شده است (شکل ۲-الف). طول امواج B و A در شکست‌های و اچرخندی حدود ۶۰ درجه و در شکست چرخندی حدود ۹۰ درجه است. روی شرق مدیترانه و ایران، ناوه با شکست چرخندی حدود ۳۰ درجه جلوتر از ناوه با شکست و اچرخندی است و در شکست و اچرخندی، یک ناوه دیگر روی ایران و افغانستان شکل می‌گیرد (شکل‌های ۲-الف و ب).

مطابق شکل‌های ۲-الف و ب، در شکست امواج، در ناحیه پایین‌دست (بالادست) ناوه‌ها، نفوذ هوای پوشن سپهر زیرین (وردسپهر زیرین) به وردسپهر زیرین (پوشن سپهر زیرین) سبب افزایش (کاهش) تاوایی شده است. در شکست و اچرخندی، پشته روی اقیانوس اطلس

امواج روی مدیترانه و غرب آسیا در عرض ۴۰N در شکست قوی امواج بررسی می‌شود. پس از آن باد مداری پوشن سپهر و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰ hPa بررسی و در انتها خلاصه و جمع‌بندی همراه با نتیجه‌گیری بیان می‌شود. میانگین روزانه کمیت‌ها براساس تعداد رخداد شکست‌های قوی امواج است به گونه‌ای که از میانگین سیزده مورد شکست و اچرخندی و میانگین ده مورد شکست چرخندی استفاده شده است.

۳ تحلیل کمیت‌های دینامیکی در وردسپهر زیرین ۱-۳ ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی پتانسیلی

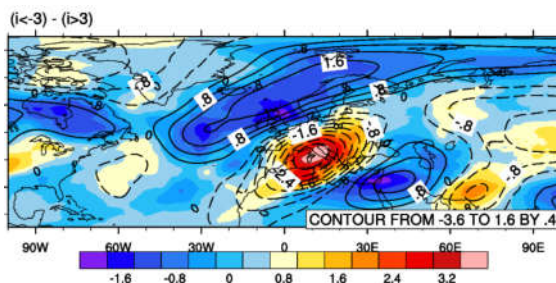
شکل ۲ نشان‌دهنده میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۲۰۰ hPa و تاوایی پتانسیلی در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa شکست چرخندی (الف) و شکست و اچرخندی (ب) امواج روی ناحیه دریای مدیترانه است. شکست و اچرخندی امواج روی اروپا در تراز ۲۰۰ hPa شامل یک ناوه باریک B در راستای SW-NE همراه با تاوایی پتانسیلی حدود ۵-۸ PVU است که تا غرب دریای مدیترانه کشیده شده است. در بالادست ناوه نیز پشته‌ای با مرکز ۱۲۱۰۰ gpm در شرق اقیانوس اطلس با تاوایی پتانسیلی ۲-۴ PVU قرار دارد (شکل ۲-ب). شکست چرخندی امواج اروپا شامل ناوه‌ای پهن در شرق اروپا

مکان پشته با شکست چرخندی قرار گرفته است و تاوایی پتانسیلی آن حدود ۲ PVU بیشتر و ارتفاع ژئوپتانسیل آن حدود ۳۶۰ gpm کمتر است. در شکست‌های واچرخندی امواج، نفوذ ناوه B روی غرب دریای مدیترانه با شکل-گیری پشته در پایین دست ناوه روی شرق دریای مدیترانه همراه است؛ بنابراین می‌توان گفت تقریباً پشته‌ها (ناوه‌ها) در شکست چرخندی در موقعیت ناهه‌ها (پشته‌ها) در شکست واچرخندی شکل می‌گیرند (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب). روی اوراسیا و جنوب شرق ایران نیز شکل‌گیری ناوه C در شکست واچرخندی به جای پشته اوراسیا در شکست چرخندی سبب کاهش حدود ۱/۵ PVU تاوایی پتانسیلی و ۱۰۰ gpm ارتفاع می‌شود (شکل‌های ۳-الف، ۲-الف و ۲-ب).

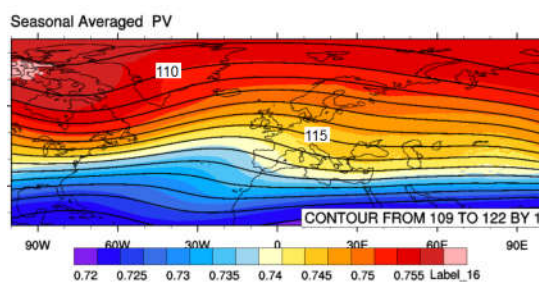
با توجه به شکل‌های ۲ و ۳، در شکست واچرخندی (چرخندی)، پشته اقیانوس اطلس تا شمال (جنوب) اروپا نفوذ کرده و سبب افزایش ارتفاع شده است. همچنین ناوه آن (B) روی غرب (شرق) مدیترانه نفوذ کرده است. امواج در شکست واچرخندی نسبت به شکست چرخندی دامنه بیشتر و طول‌موج کمتری دارند. اختلاف موقعیت و دامنه امواج سبب شکل‌گیری بی‌هنجاری متناوب در ارتفاع و تاوایی پتانسیلی می‌شود.

با راستای SW-NE به شمال اروپا (۷۰N-۴۰) و ناوه روی اروپا روی غرب مدیترانه نفوذ می‌کند، درحالی‌که در شکست چرخندی، پشته با راستای SE-NW روی غرب مدیترانه (۵۵N-۳۰) و ناوه روی شرق اروپا و شرق مدیترانه تقویت می‌شود. جابه‌جایی شرق‌سوی امواج در شکست واچرخندی (چرخندی) با فرارفت مثبت تاوایی ۷-۵ PVU (۵-۳) به عرض‌های پایین‌تر (بالا‌تر) همراه است (شکل ۳-ب).

در میانگین زمستانه (۱۵ نوامبر تا ۱۵ آوریل) ناوه روی اروپا همراه با تاوایی پتانسیلی ۷-۴ PVU تا روی دریای مدیترانه کشیده شده است. پشته اقیانوس اطلس و ناوه روی شمال آمریکا نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳-الف). تقویت پشته روی شرق اقیانوس اطلس و اروپا با شکل‌گیری بندال و افزایش دامنه موج‌ها در این منطقه همراه است (فهمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ماساتو و همکاران، ۲۰۱۳). شکل ۳-ب اختلاف تاوایی پتانسیلی و ژئوپتانسیل بین شکست‌های واچرخندی و چرخندی امواج را نشان می‌دهد. از شکل می‌توان دید که روی شمال‌غرب اروپا (۷۰N-۴۰) ارتفاع پشته با شکست واچرخندی نسبت به پشته با شکست چرخندی ۱۶۰ gpm بیشتر و مقدار تاوایی پتانسیلی آن حدود ۱/۵ PVU کمتر است. روی غرب دریای مدیترانه، ناوه با شکست واچرخندی در همان

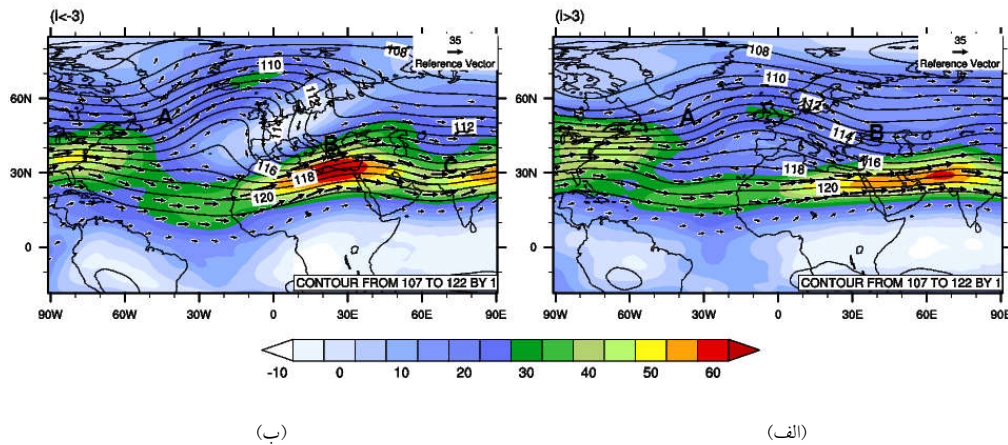


(ب)



(الف)

شکل ۳. ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پربندها) در تراز ۲۰۰ hPa و تاوایی پتانسیلی (PVU، ناحیه رنگی) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa برای (الف) میانگین در زمستان سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ و (ب) اختلاف آنها بین میانگین شکست واچرخندی و شکست چرخندی امواج.



(الف)

(ب)

شکل ۴. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm)، پربندها، میدان باد (متر بر ثانیه، بردارها) و جت (ناحیه رنگی) در تراز ۲۰۰ hPa برای (الف) شکست چرخندی (ب) شکست و اچرخندی امواج.

۲-۳ باد مداری تراز ۲۰۰ hPa

با توجه به شکل ۴، در شکست و اچرخندی امواج، در پایین دست ناوه B روی غرب مدیترانه (۲۰-۵۰N)، جت (SW-NE) با بیشینه ۷۰ m/s و در پایین دست ناوه C روی شمال شبه قاره هند، جت (SW-NE) با بیشینه ۶۰ m/s شکل می گیرد (شکل ۴-ب). در شکست چرخندی امواج، در پایین دست ناوه B، جت مداری روی شمال عربستان (۲۰-۳۰N) با بیشینه ۶۰ m/s و جت روی شبه قاره هند (SW-NE) با بیشینه ۷۰ m/s شکل گرفته و با جت (NE-SW) روی شرق اروپا (۳۰-۵۰N) با بیشینه ۳۵ m/s همگرا شده است (شکل ۴-الف). در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج، در بالادست پشته اقیانوس اطلس، جت با بیشینه ۴۰ m/s در عرض های ۵۰-۷۰N (۴۰-۵۰N) شکل گرفته است و بادهای شرقی (۱۰N-۱۰S) روی جنوب آمریکا، آفریقا و اقیانوس هند با بیشینه حدود ۱۰ m/s مشاهده می شود (شکل های ۴-الف و ب). در میانگین زمستانه (۱۵ نوامبر تا ۱۵ آوریل)، در عرض های ۲۰-۳۰N، جت های مداری در شمال شرق آفریقا و شمال عربستان با بیشینه ۵۰ m/s و در شمال شبه قاره هند با بیشینه ۵۰ m/s مشاهده می شود و در

عرض های ۳۰-۵۰N، جت روی شرق آمریکا با بیشینه ۴۴ m/s دیده می شود. در عرض های ۱۰N-۱۰S، جت های شرقی با بیشینه ۵-۱۰ m/s در ترازهای ۲۰۰-۳۰۰ hPa روی سه ناحیه اقیانوس هند، جنوب آفریقا و جنوب آمریکا مشاهده می شوند (شکل ۵-الف). در شکست و اچرخندی (چرخندی)، جت ها در پایین دست ناوه B روی شرق مدیترانه (شمال عربستان تا شبه قاره هند) و در بالادست پشته، روی شمال (شرق) اقیانوس اطلس شکل می گیرند (شکل های ۴-الف و ب). شکل ۵-ب اختلاف سرعت جت ها و ژئوپتانسیل بین شکست و اچرخندی و چرخندی امواج را نشان می دهد. از شکل می توان دید که در شکست و اچرخندی، جت واقع در پایین دست ناوه B و جت واقع در بالادست پشته روی شمال غرب اروپا، در عرض بالاتری نسبت به موقعیت جت ها در شکست چرخندی امواج قرار می گیرند. جت های جنب حاره روی غرب دریای مدیترانه و غرب اقیانوس اطلس، در عرض بالاتری تقویت می شوند. همچنین جت های شرقی حاره (۱۰N-۱۰S) روی اقیانوس های اطلس و هند، ۱۵ m/s تضعیف می شوند (شکل ۵-ب).

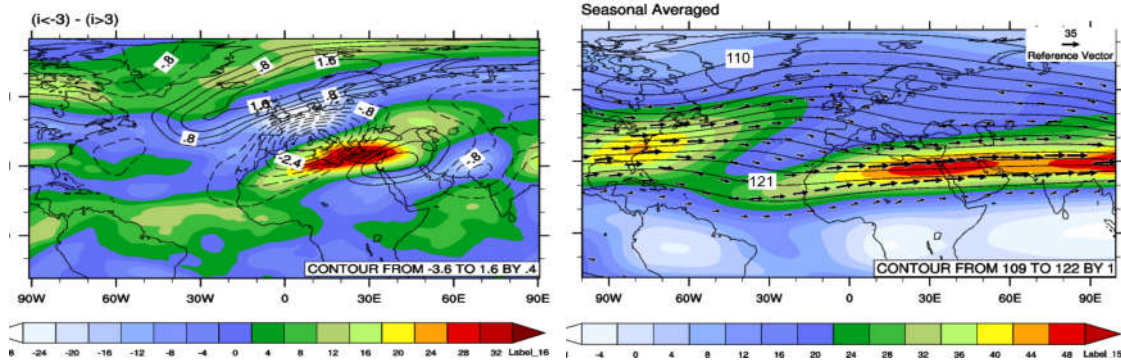
۳-۳ فعالیت امواج و شار فعالیت امواج لایه ۳۰۰-۱۵۰ هکتوپاسکال

با توجه به شکل ۶، در شکست و اچرخندی امواج، فعالیت موج روی اروپا و مدیترانه (۷۰N-۳۰) شکل می‌گیرد و شار فعالیت موج از بالادست ناوه B روی غرب اروپا (۷۰N-۵۰) تا پایین دست ناوه روی مرکز اروپا و دریای مدیترانه مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب). چشمه و چاهه فعالیت موج علاوه بر بالادست و پایین دست ناوه B، روی مدیترانه (۴۵N-۲۰) نیز مشاهده می‌شود و شار فعالیت موج روی اروپا استواسو و روی شرق دریای مدیترانه مداری است (شکل ۶-الف).

واگرایی شار فعالیت موج همراه با افزایش ارتفاع پشته تا حدود ۸۰۰ gpm روی شمال اروپا و همگرایی فعالیت موج همراه با کاهش ارتفاع ناوه تا حدود ۳۲۰ gpm روی غرب مدیترانه است (شکل ۶-الف). همچنین واگرایی شار فعالیت موج در شرق مدیترانه همراه با همگرایی آن در شمال عربستان و غرب ایران (۷۰E-۳۰) بیانگر فعالیت موج دیگری در پایین دست ناوه B روی ایران (۴۵N-۲۰) است. شار استواسوی فعالیت موج از پایین دست ناوه B به بالادست ناوه C روی شرق دریای مدیترانه، سبب تقویت

ناوه C روی شرق ایران می‌شود (شکل‌های ۶-الف و ب). در شکست چرخندی امواج، فعالیت موج روی اروپا و مدیترانه و شار قطب‌سوی فعالیت موج از بالادست ناوه B روی اروپا و دریای مدیترانه به پایین دست آن روی مرکز و شرق اروپا (۷۰N-۵۰) مشاهده می‌شود (شکل ۷-ب). همچنین شار مداری فعالیت از بالادست ناوه روی غرب دریای مدیترانه (۴۰N-۳۰) به سمت شرق دریای مدیترانه نیز شکل گرفته است. بخش اصلی شار به سمت شمال شرق اروپا و شار کمتری به سمت شرق دریای مدیترانه و ایران است (شکل ۷-ب).

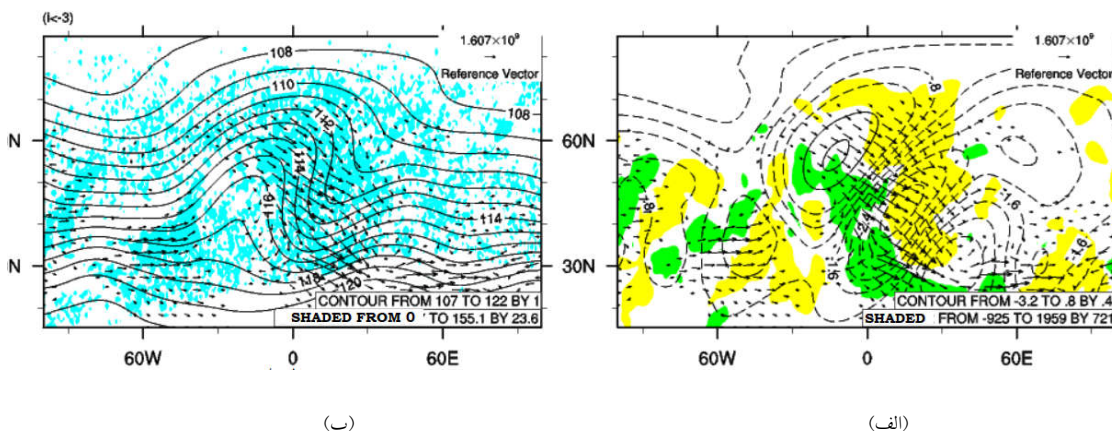
مطابق شکل ۷-الف، واگرایی شار فعالیت موج با افزایش ارتفاع پشته در حدود ۲۰۰ gpm روی غرب دریای مدیترانه و همگرایی شار فعالیت موج با کاهش ارتفاع ناوه تا حدود ۲۴۰ gpm در دو ناحیه شمال شرق اروپا و شرق دریای مدیترانه همراه است. واگرایی شار فعالیت موج از بالادست ناوه B روی غرب دریای مدیترانه و مرکز اروپا، به دو ناحیه در پایین دست ناوه روی شمال شرق اروپا و شرق دریای مدیترانه همگرا می‌شود (شکل ۷-الف).



(ب)

(الف)

شکل ۵. ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پریندها)، میدان باد (متر بر ثانیه، بردارها) و جت (ناحیه رنگی) در تراز ۲۰۰ hPa برای (الف) میانگین در زمستان سال-های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ و (ب) اختلاف بین میانگین شکست و اچرخندی و شکست چرخندی امواج.



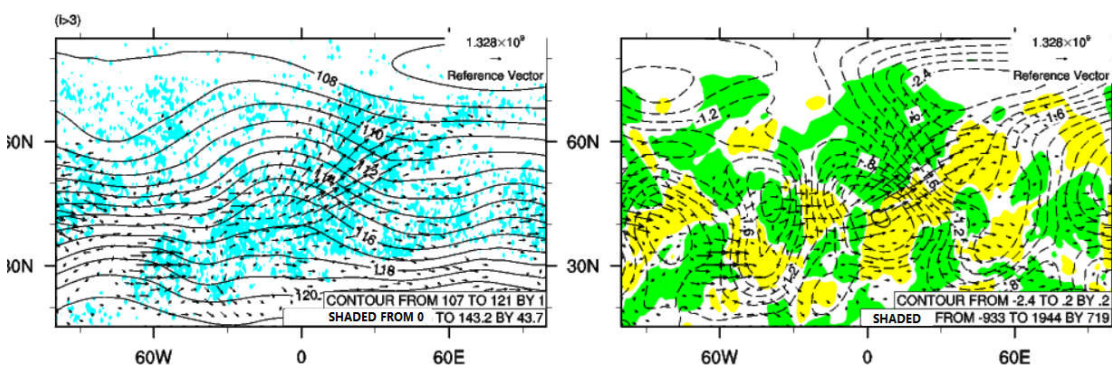
شکل ۶. الف) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پربندها) در تراز ۲۰۰ hPa، همگرایی (ناحیه سبز، مقادیر منفی) و واگرایی (ناحیه زرد، مقادیر مثبت) شار فعالیت موج (m/s²) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پربندها)، فعالیت موج (m/s، ناحیه آبی) و شار فعالیت موج (m/s²) بردارها) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa در شکست و اچرخندی امواج، حدود مقادیر شار فعالیت موج، همگرایی و واگرایی برای رنگ‌های آبی، زرد و سبز به ترتیب m/s²، ۰-۱۵۵، ۰-۰۰/۶ و ۰-۳/۲-۰ است.

منطقه مدیترانه، سبب شکل‌گیری و تقویت امواج مسیر مدیترانه در شکست و اچرخندی امواج است (شکل ۸-د). در پوشش سپهر (۵۰-۱۰۰ hPa) مقدار عددی فعالیت امواج حدود یک‌دهم مقدار آن در وردسپهر است، ولی شار فعالیت موج، رو به پایین و استواسو است و در عرض‌های متناظر با نواحی فعالیت امواج در وردسپهر واقع است (شکل‌های ۸-ج و د).

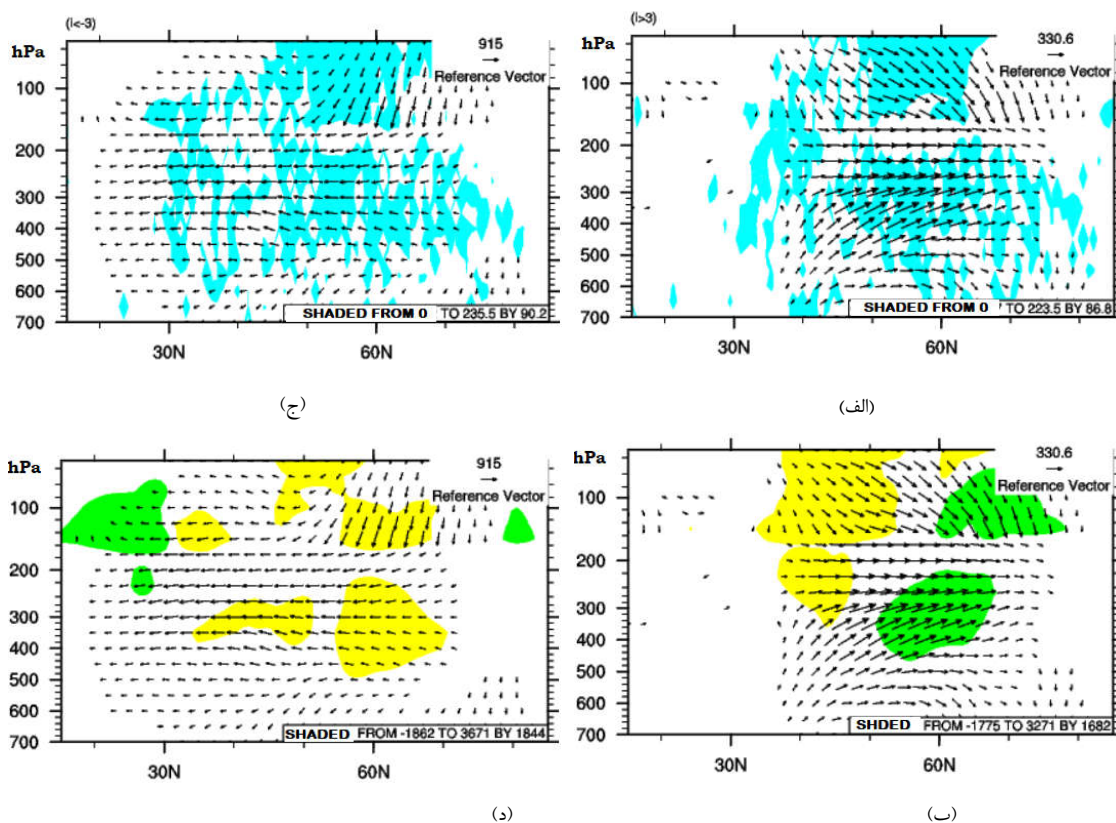
در شکل ۸-الف، تصویر قائم میانگین فعالیت موج و شار آن در شکست چرخندی امواج روی اروپا (۰-۳۰E)،

۳-۴ تحلیل سطح مقطع قائم فعالیت امواج

در شکل ۸-ج تصویر قائم میانگین فعالیت موج و شار آن در شکست و اچرخندی امواج روی اروپا (۰-۳۰E)، در لایه ۵۰-۵۰۰ hPa و عرض‌های ۷۰N-۳۰ مشاهده می‌شود. شار استواسوی فعالیت موج از عرض‌های حدود ۶۰N به عرض‌های پایین‌تر (۳۰N) روی مدیترانه به همراه شکل-گیری ناحیه چشمه فعالیت موج در عرض‌های میانی (۷۰N-۵۰) و چاهه فعالیت موج در جنب حاره (۴۵N-۲۰)، بیانگر انتشار استواسوی موج است (شکل ۸-د). واگرایی شار فعالیت امواج روی اروپا و همگرایی آن در



شکل ۷. مشابه شکل ۶ اما برای شکست چرخندی امواج. حدود مقادیر برای رنگ‌های آبی، زرد و سبز به ترتیب m/s²، ۰-۱۹۴۴، ۰-۱۴۳ و ۰-۹۳۳-۰ m/s² است.



شکل ۸. میانگین مداری شار فعالیت امواج ($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ، بردارها)، فعالیت امواج (m/s، ناحیه آبی‌رنگ) برای (الف) شکست چرخندی و (ج) شکست واپرخندی و همگرایی (ناحیه سبز، منفی) و واگرایی (ناحیه زرد، مثبت) شار فعالیت امواج (m^2/s^2) برای (ب) شکست چرخندی و (د) شکست واپرخندی. مقادیر در پوشش سپهر زیرین (۵۰-۱۰۰ hPa) در ۱۰ ضرب شده است. در شکست واپرخندی (ج و د)، حدود مقادیر برای رنگ‌های آبی، زرد و سبز به ترتیب $0-235 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ، $0-3671 \text{ m}^2/\text{s}^2$ و $-1662-3671 \text{ m}^2/\text{s}^2$ است. در شکست چرخندی (الف و ب)، حدود مقادیر برای رنگ‌های آبی، زرد و سبز به ترتیب $0-235 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ، $0-3271 \text{ m}^2/\text{s}^2$ و $-1775-3271 \text{ m}^2/\text{s}^2$ است.

فعالیت موج و همگرایی آن روی جنب قطب (۶۰-۸۰N) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۸-الف و ب). در شکست واپرخندی و واگرایی، شار فعالیت موج از روی اروپا (۵۰-۷۰N) و همگرایی آن روی مدیترانه (۳۰-۴۰N) است، در حالی که در شکست چرخندی، واگرایی شار فعالیت موج از روی مدیترانه (۳۰-۴۰N) و همگرایی روی اروپا (۵۰-۷۰N) است (شکل‌های ۸-ب و د).

با توجه به شکل ۸، در شکست واپرخندی، بردار فعالیت موج در وردسپهر زیرین حدود $9.00 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}^2$

در عرض‌های ۳۰-۷۰N مشاهده می‌شود. جهت قطب‌سوی شار فعالیت موج همراه با واگرایی بردار فعالیت موج از روی مدیترانه و همگرایی آن روی اروپا (۶۰-۷۰N)، بیانگر انتشار قطب‌سوی موج و فعالیت آن در شرق اروپا و اوراسیا است (شکل ۸-ب). در شکست چرخندی امواج روی اروپا، دریای مدیترانه عامل تقویت چرخندها و چشمه فعالیت موج است و عرض‌های بالاتر روی شرق اروپا (۳۰۰-۵۰۰ hPa)، چاه فعالیت موج‌ها هستند (شکل ۸-ب). در پوشش سپهر (۵۰-۱۰۰ hPa) نیز شار قطب‌سوی

مدیترانه به شرق ایران نیز می‌رسد و سبب شکل‌گیری نواحی بی‌هنجاری ارتفاع همراه با چشمه - چاه فعالیت موج (C) در شرق ایران می‌شود.

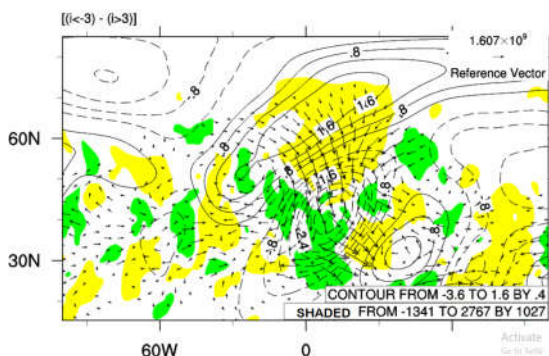
۴ بررسی شار فعالیت امواج در شکست‌های قوی (۶۰W-۶۰E)

در شکل ۱۰-ج، در هفت ناحیه متوالی از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت هر موج در آن ناحیه، در عرض ۴۰N برای شکست و اچرخندی محاسبه شده است. رنگ قرمز مربوط به شار استواسوی فعالیت موج برای یک شکست و اچرخندی متوسط $(-2) < i(\lambda, t) < (-3)$ و رنگ آبی مربوط به شار استواسوی فعالیت موج برای یک شکست و اچرخندی قوی $(-3) < i(\lambda, t)$ در هر ناحیه است. عدد کنار هر میله نسبت این دو مقدار را در آن منطقه مشخص می‌کند.

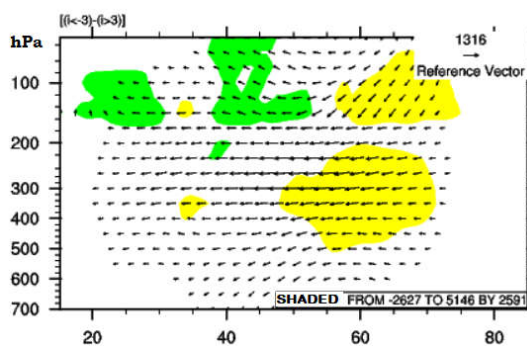
در شکست و اچرخندی قوی روی هر منطقه از اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه (۶۰W-۱۵E)، شار استواسوی فعالیت هر موج در عرض ۴۰N حدود $1.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}^2$ (۳۰-) و در مناطق واقع روی شرق مدیترانه و غرب آسیا

است که تقریباً دو برابر و در خلاف جهت بردار شار در شکست چرخندی $(1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2 \times 40)$ است و اختلاف آنها برداری حدود $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$ در جهت استوا و رو به پایین است (شکل ۹-الف). معمولاً شکست امواج با شار رو به پایین فعالیت موج از پوشش سپهر به وردسپهر در جنب‌قطب (۸۰N-۶۰) همراه است. در پوشش سپهر، شار پایین سوی فعالیت موج در شکست و اچرخندی، استواسو و در حدود $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2 \times 90$ و در شکست چرخندی، قطب‌سو و در حدود $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2 \times 40$ است (شکل‌های ۸-ب و د) و اختلاف آنها برداری حدود $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2 \times 130$ در جهت استوا و رو به پایین است (شکل ۹-الف). به نظر می‌رسد در شکست و اچرخندی، تاوه قطبی در پوشش سپهر زیرین، قوی‌تر است و سبب تابش بیشتر امواج (۶-۵) به وردسپهر زیرین می‌شود (عباس‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ ادمون و هاسکینز، ۱۹۸۰).

در شکست و اچرخندی نسبت به شکست چرخندی امواج اروپا، افزایش ارتفاع در ناحیه شمال اروپا و شرق اقیانوس اطلس با واگرایی شار فعالیت موج به عرض‌های پایین‌تر روی مرکز اروپا و دریای مدیترانه همراه است و سبب تقویت ناوه روی مدیترانه می‌شود (شکل ۹-ب). با تقویت ناوه در غرب مدیترانه، شار فعالیت موج در امتداد

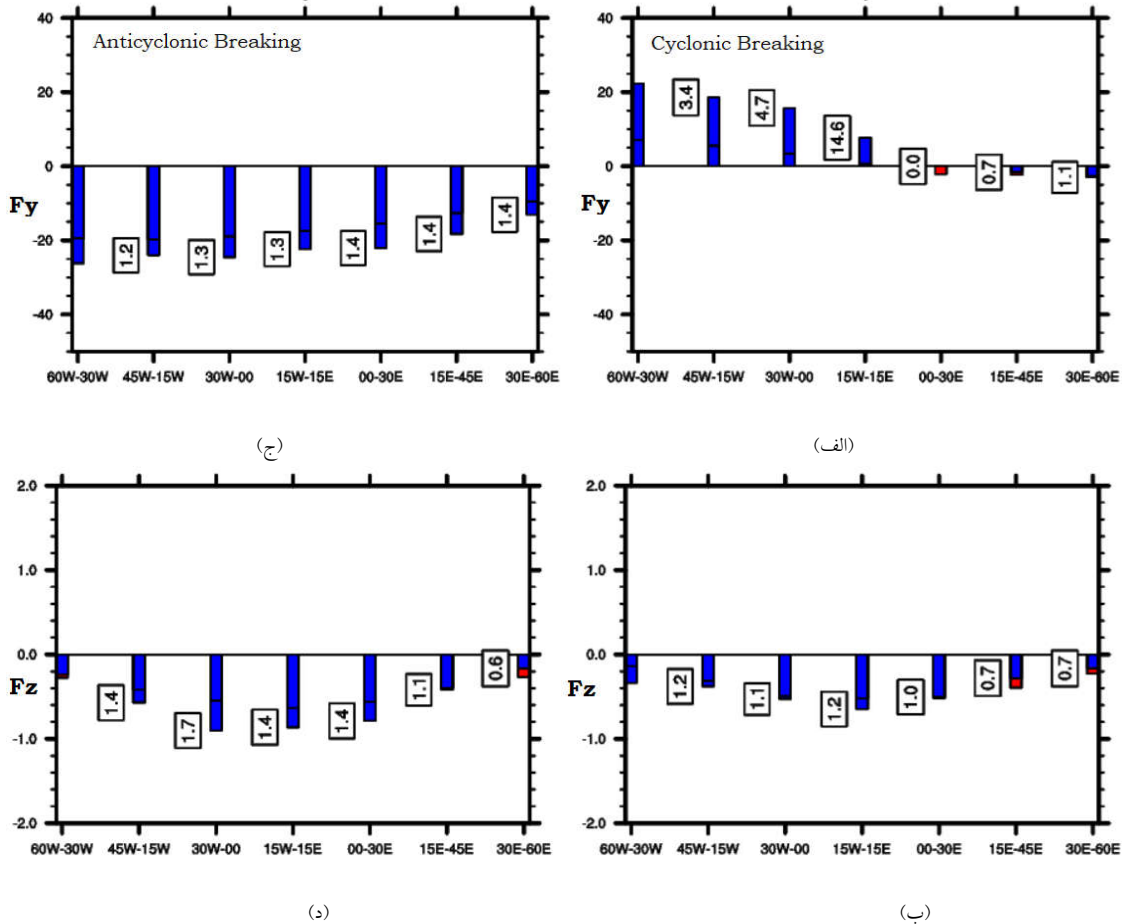


(ب)



(الف)

شکل ۹. اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل (۱۰۰ gpm، پربندها)، شار فعالیت موجی $(1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2)$ بردارها، همگرایی (ناحیه سبز، منفی) و واگرایی (ناحیه زرد، مثبت) شار فعالیت موجی (m^2/s^2) بین شکست و اچرخندی و شکست چرخندی امواج در (الف) تصویر قائم میانگین مداری (۳۰E-۰) و (ب) میانگین در لایه (۳۰۰-۱۵۰ hPa). فعالیت موج در پوشش سپهر زیرین (۱۰۰-۵۰ hPa) در ۱۰ ضرب شده است. در (الف) حدود مقادیر برای رنگ‌های زرد و سبز به ترتیب $0.5146 \text{ m}^2/\text{s}^2$ و $0.2627 \text{ m}^2/\text{s}^2$ و در (ب) حدود مقادیر برای رنگ‌های زرد و سبز به ترتیب $0.2767 \text{ m}^2/\text{s}^2$ و $0.1341 \text{ m}^2/\text{s}^2$ است.



شکل ۱۰. میانگین شار(الف) قطب‌سوی فعالیت موجی ($1 \times 10^{11} \text{m}^2/\text{s}^2$)، در عرض 40°N و (ب) پایین‌سوی فعالیت موجی ($1 \times 10^{11} \text{m}^2/\text{s}^2$) در تراز 200 hPa ، برای شکست چرخندی (آبی) و متوسط (قرمز) یک موج هفت ناحیه از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (60°E - 60°W). عدد کنار هر میله نسبت این دو مقدار را در هر منطقه مشخص می‌کند. نمودارهای (ج) و (د) مشابه نمودارهای (الف) و (ب) ولی برای شکست و اچرخندی هستند.

استواسو است که با شار استواسوی شکست‌های چرخندی متوسط این منطقه تقریباً یکسان است.

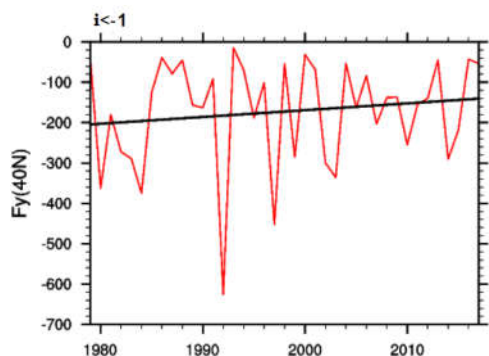
در شکست چرخندی امواج، مقدار شار قطب‌سوی فعالیت هر موج (40°N) از غرب به شرق روند کاهشی دارد و حتی روی شرق مدیترانه و غرب آسیا شار استواسوی ضعیفی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-الف). در شکست چرخندی امواج غرب آسیا، پایین‌دست ناوه در موقعیت پشته شرق اوراسیا (50°N - 70°N) است (شکل ۳-الف)؛ در نتیجه، تقویت پشته سبب شکل‌گیری بندال و

حدود 15°E - 60°E حدود $10^{11} \text{m}^2/\text{s}^2$ است که $1/4$ برابر شار استواسوی فعالیت امواج در شکست متوسط هر منطقه است (شکل ۱۰-ج).

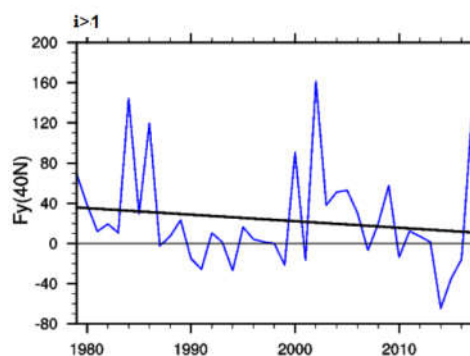
مطابق شکل ۱۰-الف، در شکست چرخندی قوی امواج، شار قطب‌سوی فعالیت هر موج روی اقیانوس اطلس (60°W - 15°E) حدود $10^{11} \text{m}^2/\text{s}^2$ است (10°E - 20°E) که حدود ۴ برابر شار قطب‌سو در شکست چرخندی متوسط است. شار فعالیت امواج روی مدیترانه (0°E - 30°E)، ناچیز و در مدیترانه و غرب آسیا حدود ۲-۴ واحد و

مدیترانه سبب تضعیف و روی شرق مدیترانه و غرب آسیا سبب تقویت نسبی امواج در جنب‌حاره می‌شود. در شکل ۱۰ میانگین شار پایین‌سوی فعالیت هر موج در شکست چرخندی (ب) و واچرخندی (د) هر ناحیه بین عرض‌های ۴۰-۷۰N، در تراز ۲۰۰ hPa محاسبه شده است. همان‌گونه‌که در شکل‌های ۱۰-ب و ۱۰-د می‌توان دید، در هر دو نوع شکست، تبادل شار از پوشن‌سپهر زیرین به وردسپهر زیرین روی می‌دهد. در شکست‌های چرخندی، مشارکت پوشن‌سپهر نسبت به شکست‌های واچرخندی کمتر است. روی دریای مدیترانه و شرق اقیانوس اطلس، بیشترین شار پایین‌سو دیده می‌شود. به نظر می‌رسد در این نواحی، پوشن‌سپهر در شکست امواج مشارکت بیشتری دارد.

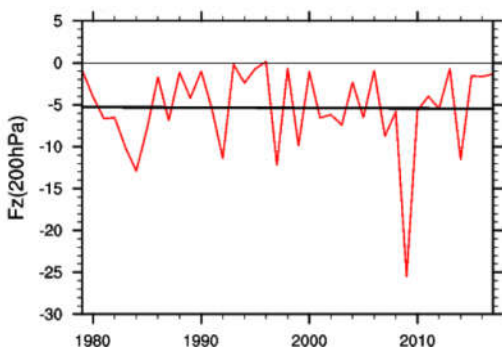
نفوذ ناوه به عرض‌های پایین‌تر و شار استواسوی فعالیت موج به عرض‌های جنب‌حاره می‌شود. شار استواسوی فعالیت هر موج در شکست واچرخندی در هفت ناحیه مختلف از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا تقریباً یکسان است، درحالی‌که در شکست چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس، شار قطب‌سوی قوی و روی مدیترانه و غرب آسیا، شار استواسوی ضعیفی مشاهده می‌شود. روی شرق مدیترانه و غرب آسیا، شار استواسوی فعالیت هر موج در شکست واچرخندی، حدود ۲۰ برابر آن نسبت به حالت شکست چرخندی است. شار قطب‌سو سبب میرایی و شار استواسو سبب تقویت موج‌ها در عرض‌های پایین‌تر از ۴۰N می‌شود؛ در نتیجه، شکست واچرخندی سبب تقویت امواج در جنب‌حاره می‌شود، درحالی‌که شکست چرخندی روی اقیانوس اطلس و غرب



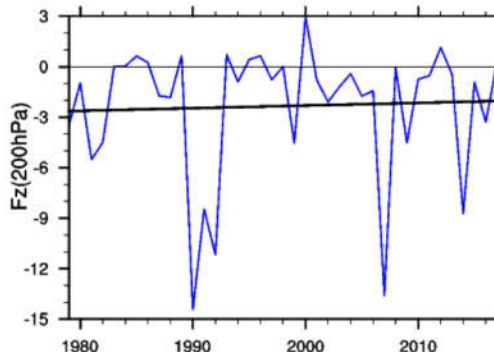
(ج)



(الف)

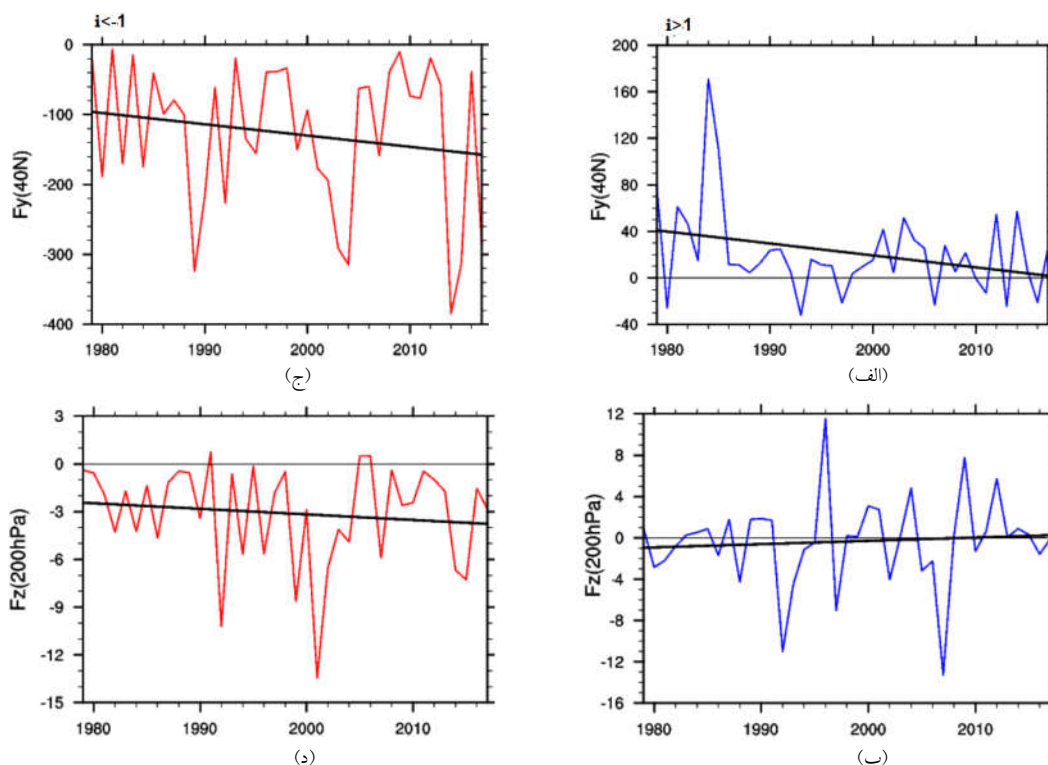


(د)



(ب)

شکل ۱۱. روند تغییرات زمانی میانگین (الف) مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت ($1 \times 10^1 \text{ m}^2/\text{s}^2$) در عرض ۴۰N (ب) مؤلفه قائم شار فعالیت ($1 \times 10^1 \text{ m}^2/\text{s}^2$) بین عرض‌های ۴۰-۷۰N در تراز ۲۰۰ hPa در شکست چرخندی امواج روی اروپا (۳۰E-۰) طی سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸. نمودارهای (ج) و (د) مشابه نمودارهای (الف) و (ب) ولی برای شکست واچرخندی قوی هستند.



شکل ۱۲. مشابه شکل ۱۱ ولی برای شکست امواج روی شرق دریای مدیترانه.

ایران است، ولی در بیشتر سالها مقدار این شارها بسیار اندک شده است و مقدار میانگین به دست آمده برای هر موج در این دو ناحیه تقریباً یکسان و حدود $10^1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ است (شکل ۱۰-ب).

وجود روند صعودی شار فعالیت موج در سطح اطمینان ۹۵ درصد با آزمون من-کنندال بررسی و تأیید شد؛ از این رو، وجود روند صعودی در این داده‌ها، بیانگر تغییرات سالانه شار فعالیت موج است. تغییرات سالانه شار فعالیت امواج در شکست و اچرخندی روی اروپا عکس تغییرات سالانه امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا است. به نظر می‌رسد در هنگام تقویت پشته روی اوراسیا، شار استواسو در شکست و اچرخندی روی غرب آسیا و شرق مدیترانه تقویت و به همراه آن، پشته روی اروپا ضعیف می‌شود و شار استواسو در شکست‌های و اچرخندی امواج روی اروپا کاهش می‌یابد (شکل‌های

۵ سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج روی اروپا و مدیترانه

شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نشان‌دهنده روند تغییرات مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت هر موج روی اروپا (۳۰E-۰) و شرق مدیترانه (۴۵E-۱۵) در عرض ۴۰N، در شکست چرخندی (الف و ب) و و اچرخندی (ج و د) در مدت چهل سال گذشته است. شکست و اچرخندی قوی هر موج روی اروپا سبب شار استواسوی فعالیت موج حدود $10^1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (۳۰۰-۵۰) به عرض‌های پایین‌تر از ۴۰N روی مدیترانه شده است (شکل ۱۱-ج). شکست و اچرخندی امواج روی شرق مدیترانه نیز با شار استواسوی فعالیت موج در حدود $10^1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (۱۵۰-۵۰) روی ایران همراه است (شکل ۱۲-ج). در شکست و اچرخندی امواج، میزان شار استواسوی فعالیت موج از روی اروپا به مدیترانه تقریباً تا دو برابر مقدار شار از روی شرق اروپا به

۱۱- ج و ۱۲- ج). همچنین در شکست چرخندی امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا، تقویت پشته اوراسیا سبب شکل‌گیری بندال و حتی شار استواسو فعالیت موج می‌شود که در شکست‌های چرخندی امواج روی اروپا مشاهده نمی‌شود (شکل‌های ۱۱- الف و ۱۲- الف).

در شکست چرخندی امواج روی اروپا مقدار شار قطب‌سو به عرض‌های بالاتر از $40N$ حدود $10^1 m^2/s^2$ (شکل ۱۱- الف). در شکست چرخندی امواج روی شرق مدیترانه شار قطب‌سویا مقداری حدود $10^1 m^2/s^2 \times (60-10)$ به سمت عرض‌های بالاتر از $40N$ روی آسیای میانه جریان می‌یابد (شکل ۱۲- الف). شار قطب‌سوی فعالیت موج در هر شکست چرخندی امواج روی اروپا نسبت به شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا بیشتر است (شکل ۱۰- الف)، ولی در بیشتر سال‌ها مقدار این شارها بسیار اندک و حتی استواسو شده است؛ در نتیجه، مقدار میانگین آنها حدود صفر است (شکل‌های ۱۰- الف، ۱۱- الف و ۱۲- الف).

۶ سرعت جت‌ها در پوشش سپهر (50 hPa) مطابق شکل ۱۴- الف، در میانگین زمستانه سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸، در تراز 50 hPa ، دو ناوه روی شمال اروپا و آمریکا و یک پشته روی اقیانوس اطلس در تاوه قطبی مشاهده می‌شود. در پایین‌دست ناوه شمال اروپا روی شمال شرق اوراسیا، جت با بیشینه 25 m/s و در پایین‌دست ناوه شمال آمریکا، جت با بیشینه 20 m/s روی شمال اقیانوس اطلس وجود دارد. در عرض‌های $20N-10$ ، جت شرقی جنب‌حاره (SEJ) با بیشینه سرعت 5 m/s و در عرض‌های $5N-5S$ ، جت غربی حاره وابسته به نوسان شبه‌دوسالانه QBO با بیشینه 5 m/s روی اقیانوس اطلس شکل می‌گیرد.

با توجه به شکل ۱۳، در شکست و اچرخندی امواج، ناوه (SW-NE) با مرکز 18800 ژئوپتانسیل متر، روی شمال شرق اوراسیا ($80N-50$) به جنوب اروپا نفوذ کرده است و سبب کاهش ارتفاع حدود 350 gpm تا روی مدیترانه می‌شود. در پایین‌دست ناوه روی شرق اروپا، جت تا حدود 40 m/s تقویت می‌شود. در بالادست ناوه نیز تقویت پشته سبب افزایش ارتفاع در حدود 400 متر روی اقیانوس اطلس می‌شود (شکل‌های ۱۳- ب و ۱۴- الف)،

در شکست چرخندی امواج روی اروپا مقدار شار قطب‌سو به عرض‌های بالاتر از $40N$ حدود $10^1 m^2/s^2$ (شکل ۱۱- الف). در شکست چرخندی امواج روی شرق مدیترانه شار قطب‌سویا مقداری حدود $10^1 m^2/s^2 \times (60-10)$ به سمت عرض‌های بالاتر از $40N$ روی آسیای میانه جریان می‌یابد (شکل ۱۲- الف). شار قطب‌سوی فعالیت موج در هر شکست چرخندی امواج روی اروپا نسبت به شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا بیشتر است (شکل ۱۰- الف)، ولی در بیشتر سال‌ها مقدار این شارها بسیار اندک و حتی استواسو شده است؛ در نتیجه، مقدار میانگین آنها حدود صفر است (شکل‌های ۱۰- الف، ۱۱- الف و ۱۲- الف).

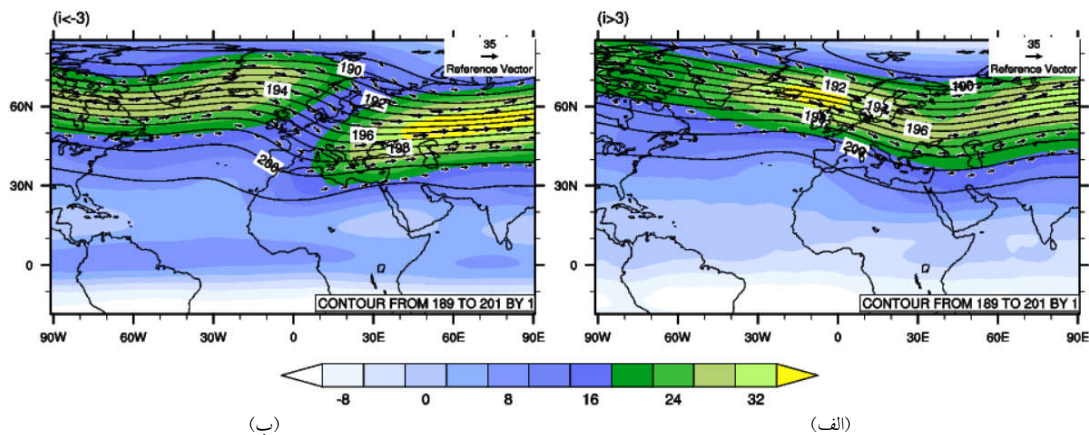
در شکست و اچرخندی امواج روی اروپا، در تراز 200 hPa ، شار پایین‌سوی فعالیت موج (هارنیک و همکاران، ۲۰۱۱) در حدود $10^1 m^2/s^2 \times (10-1)$ از پوشش سپهر زیرین به سمت وردسپهر زیرین رخ می‌دهد. در شکست و اچرخندی دهه آخر، میزان شار پایین‌سوی پوشش سپهر ناچیز شده است (شکل ۱۱- د). در شکست چرخندی امواج روی اروپا شار پایین‌سوی فعالیت موج در حدود $10^1 m^2/s^2 \times (5-1)$ مشاهده می‌شود (شکل ۱۱- ب). مقدار شار پایین‌سوی امواج اروپا در شکست و اچرخندی نسبت به شکست چرخندی دو برابر است (شکل‌های ۱۱- ب و د). به نظر می‌رسد در شکست امواج روی اروپا، نفوذ امواج از پوشش سپهر زیرین به وردسپهر زیرین سبب تقویت تاوایی پتانسیلی ناوه‌ها در وردسپهر زیرین می‌شود (شکل‌های ۱- الف و ب). روی شرق مدیترانه، در شکست و اچرخندی، شار پایین‌سو در حدود

جت در پایین دست (بالادست) ناوه روی اروپا در عرض‌های 30° – 50° N (۵۰–۷۰N) روی غرب مدیترانه تا شرق اوراسیا (اروپا) کشیده شده است. جت‌ها در شکست و اچرخندی نسبت به شکست چرخندی به عرض‌های پایین تری روی مدیترانه نفوذ می‌کنند (شکل‌های ۱۳–الف و ۱۴). جت وابسته به QBO در شکست و اچرخندی نسبت به شکست چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس و اقیانوس هند تا 15 m/s قوی تر است (شکل‌های ۱۴–الف و ب).

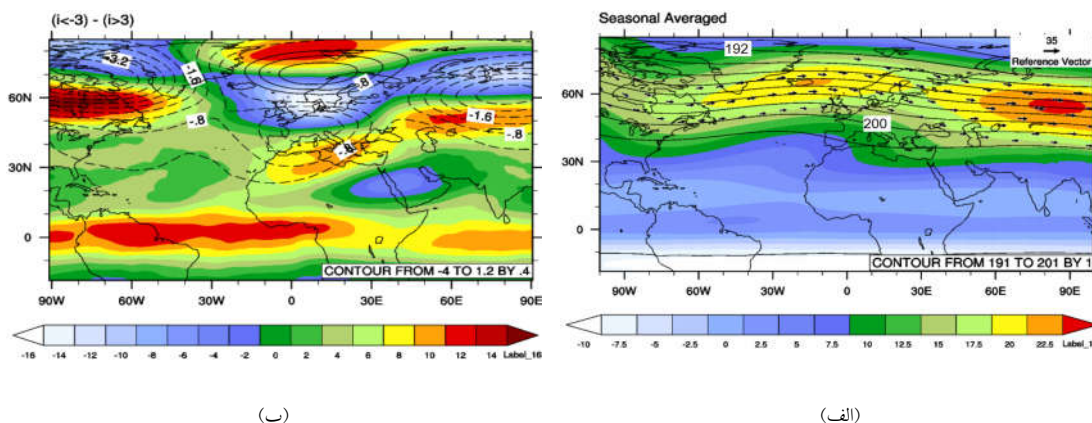
با توجه به شکل ۱۳، شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج همراه با جت حاره غربی (شرقی) وابسته به QBO است. در فاز غربی QBO، تاوه قطبی قوی تر است (اسبقی و همکاران، ۱۳۹۴) و به همراه تقویت جت قطبی، سطوح بحرانی بیشتری در پوشن سپهر تشکیل و سبب بازتاب بیشتر شار فعالیت امواج به وردسپهر می‌شود (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ هارنیک و همکاران، ۲۰۱۱؛ دانسیگون و شاو، ۲۰۱۵). با توجه به شکل ۱۴–ب در شکست و اچرخندی امواج روی اروپا، به همراه تقویت جت غربی حاره وابسته به QBO، شار فعالیت موج بیشتری به وردسپهر بازتاب می‌شود (شکل ۱۰ و ۲). همچنین در شکست و اچرخندی قوی امواج روی اروپا، تقویت جت غربی وابسته به QBO با کاهش ارتفاع تاوه قطبی و نفوذ

درحالی‌که در شکست چرخندی، ناوه اروپا با مرکز ۱۹۱۰۰ ژئوپتانسیل متر و با محور قائم از شمال اروپا (50° – 80° N) به شرق مدیترانه نفوذ می‌کند و سبب کاهش ارتفاع در حدود 125 gpm روی اروپا می‌شود. در بالادست ناوه روی اقیانوس اطلس، جت تا حدود 35 m/s تقویت می‌شود (شکل‌های ۱۳–الف و ۱۴–الف). در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا، بیشینه سرعت جت قطبی روی شمال شرق اروپا 40 m/s (۲۵) و روی شمال شرق آمریکا 25 m/s (۳۵) است. در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج، جت حاره پوشن سپهر وابسته به QBO روی اقیانوس اطلس و اقیانوس هند، در فاز غربی (شرقی) است (شکل‌های ۱۳–الف و ب).

شکل ۱۴–ب اختلاف سرعت جت‌ها و ژئوپتانسیل 50 hPa بین شکست و اچرخندی و چرخندی امواج را نشان می‌دهد. از شکل می‌توان دید که در شکست و اچرخندی نسبت به شکست چرخندی امواج، ارتفاع تاوه قطبی روی شمال شرق اوراسیا (50° – 70° N) حدود 400 gpm و روی جنوب اروپا (35° – 55° N) حدود 200 gpm کمتر است. به نظر می‌رسد ارتفاع ناوه شمال شرق اوراسیا در شکست و اچرخندی از ارتفاع ناوه شمال اروپا در شکست چرخندی کمتر باشد (شکل‌های ۱۴–الف و ب). در شکست و اچرخندی (چرخندی) امواج،



شکل ۱۳. مشابه شکل ۴ ولی برای تراز 50 hPa .



شکل ۱۴ مشابه شکل ۵ ولی برای تراز ۵۰ hPa.

بیشتر تاوایی پتانسیلی به وردسپهر زبرین همراه است (شکل های ۱ و ۲).

۷ بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه ابتدا با استفاده از میانگین روزانه داده های بازتحلیل ERA-INTERIM برای ژئوپتانسیل، دما، سرعت باد و تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال، کمیت های فعالیت موج و شار فعالیت موج برای تمام روزهای زمستان (۱۵ نوامبر تا ۱۵ آوریل) سال های ۲۰۱۸-۱۹۷۹، روی هفت منطقه مجزا از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) محاسبه شد و با استفاده از روابط شاخص شکست امواج همدیدی در عرض های ۷۰N-۲۰ (اسلر و هینز، ۱۹۹۹) کمیت ها در دو حالت شکست و اچرخندی و چرخندی به دست آمد. سپس میانگین کمیت های پیش گفته در شکست های و اچرخندی و چرخندی قوی امواج در این سال ها محاسبه و تحلیل شد. نتایج نشان می دهد که در شکست و اچرخندی (چرخندی) قوی، ناوهای باریک (پهن) با محور شمال شرقی- جنوب غربی (شمال غربی- جنوب شرقی) به همراه تاوایی پتانسیلی در حدود ۵-۸ PVU (۶-۴) از روی اروپا تا دریای مدیترانه کشیده می شوند. پشته ها نیز با محور شمال

شرقی- جنوب غربی (شمال غربی- جنوب شرقی) به همراه تاوایی پتانسیلی در حدود ۴-۳ PVU در بالادست ناو ها روی شرق اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه شکل می گیرند (شکل ۲). جت ها در پایین دست (بالادست) ناو روی دریای مدیترانه و اروپا در عرض های ۳۵N-۲۰ (۵۵N-۳۰) شکل می گیرند.

در شکست و اچرخندی امواج، ناو در عرض های ۵۰N-۴۰ روی اروپا و دریای مدیترانه تقویت و به سمت عرض های پایین تر (۳۰N-۲۰) منتشر می شود، در حالی که در شکست چرخندی، ناو روی دریای مدیترانه و جنوب اروپا (۴۰N-۲۰) تقویت و به سمت عرض های بالاتر روی شمال اروپا منتشر می شود (شکل های ۲ و ۳).

در فرایند شکست و اچرخندی امواج، علاوه بر شار فعالیت موج به پایین دست ناو روی اروپا (۷۰N-۵۰)، فعالیت موج به عرض های پایین تر از ۴۰N روی مدیترانه نیز منتشر می شود که سبب تقویت و شکل گیری امواج روی مدیترانه و غرب آسیا (۴۵N-۲۰) می شود. در شکست و اچرخندی امواج روی اروپا در پایین دست ناو، موج ها در دو مسیر اروپا (۷۰N-۵۰) و مدیترانه و غرب آسیا (۴۵N-۲۰) شکل می گیرند (شکل های ۶ و ۸). در شکست چرخندی امواج روی اروپا، شار قطب سوی

پایین سو مشاهده می‌شود و روی غرب اقیانوس اطلس و غرب آسیا شار پایین سوی فعالیت موج به نسبت ناچیز است (شکل‌های ۱۰-ب و د). به نظر می‌رسد روی غرب اقیانوس اطلس و غرب آسیا به همراه شکل‌گیری بندال‌ها (شاو و پرل‌ویتز، ۲۰۱۳؛ ماساتو و هاسکینز، ۲۰۱۳)، جریان‌های نصف‌النهاری امواج در وردسپهر نقش عمده‌ای در فرایند شکست امواج دارند، درحالی‌که روی شرق اقیانوس اطلس و مدیترانه شار پایین سوی پوشش سپهر نیز در شکست امواج مشارکت دارد.

منابع

- اسبقی، ق.، جغتایی، م.، محب‌الحجه، ع.، ۱۳۹۴، بررسی اثر نوسان شبه‌دوسالانه QBO بر ساختار تاوه قطبی در ابتدای زمستان: کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۳۶۲-۳۶۶.
- اسعدی، ع.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س.، محب‌الحجه، ع.، ۱۳۹۰، بررسی دینامیک مسیر توفان اطلس از دیدگاه شار فعالیت موج راسبی: مجله ژئوفیزیک ایران، ۳۱-۴۵.
- رضائیان، م.، محب‌الحجه، ع.، احمدی گیوی، ف.، نصر اصفهانی، م.، ۱۳۹۳، تحلیل آماری-دینامیکی رابطه بین مسیر توفان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی بر مبنای فرایافت فعالیت موج: مجله فیزیک زمین و فضا، ۱۳۹-۱۵۲.
- عباس‌زاده اقدم، ک.، محب‌الحجه، ع.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۳، بررسی اثرهای اقلیم شناختی تاوه قطبی پوشش سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا: مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)، ۱۲۷-۱۳۸.
- فهیمی، س.، احمدی گیوی، ف.، مزرعه فراهانی، م.، ۱۳۹۲، بررسی اقلیم‌شناسی بندال‌های آسیا و اروپا با دو شاخص در دوره ۲۰۱۰-۱۹۵۰: مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۳۱-۵۱.
- مرتضی‌پور، س.، احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع.، فعالیت موج از عرض‌های ۴۰N به عرض‌های بالاتر رخ می‌دهد که سبب تضعیف امواج روی مدیترانه و غرب آسیا (۲۵-۵۰N) می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸).
- در مقایسه با شکست چرخندی، در شکست واچرخندی، جت‌ها در عرض بالاتری روی اروپا، مدیترانه و اقیانوس اطلس شکل می‌گیرند. همچنین در پایین‌دست ناحیه شکست روی مدیترانه و غرب آسیا (۳۰-۴۰N) شکل‌گیری امواج (ناوه-پشته) سبب جابه‌جایی عرضی جت‌ها و تشکیل چهارقطبی سرعت می‌شود (شکل‌های ۴ و ۵) و جت‌های شرقی در نواحی حاره (۱۰N-۰) روی اقیانوس اطلس و اقیانوس هند (۶-۲ m/s) در مقایسه با میانگین فصلی، تضعیف (تقویت) می‌شوند (شکل‌های ۴ و ۵).
- در شکست واچرخندی، شار استواسوی فعالیت موج در عرض ۴۰N روی غرب اروپا از مقدار آن روی شرق مدیترانه و غرب آسیا بیشتر است، درحالی‌که در شکست‌های چرخندی، شار قطب‌سوی فعالیت امواج روی غرب اروپا تقریباً ناچیز است و در شرق اروپا و غرب آسیا حتی استواسو می‌شود (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). به نظر می‌رسد علت آن وجود پشته روی اوراسیا باشد که سبب شکل‌گیری بندال روی شرق اروپا و در نتیجه، تقویت ناوه‌ها در عرض‌های پایین‌تر می‌شود (استرانگ و مگنوس‌داتیر، ۲۰۱۰؛ ماساتو و هاسکینز، ۲۰۱۱)؛ بنابراین علاوه بر اینکه تعداد شکست واچرخندی (چرخندی) موج‌های راسبی از غرب به شرق اروپا و غرب آسیا کاهش (افزایش) دارد (شکل ۱)، شدت شکست نیز براساس مقدار مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در شکست واچرخندی (چرخندی) موج‌ها از غرب به شرق اروپا کاهش (افزایش) می‌یابد (شکل‌های ۱۰-الف و ج).
- در هر دو نوع شکست، تبادل شار از پوشش سپهر زیرین به وردسپهر زبرین روی می‌دهد. در شکست امواج روی دریای مدیترانه و شرق اقیانوس اطلس، بیشترین شار

- Atmospheric Sciences, **56**(4), 652-669.
- Martius, O., Schwarz, C., and Davies, H. C., 2007, Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification: Journal of Atmospheric Sciences, **64**(7), 2576-2592.
- Masato, G., Hoskins, B. J., and Woollings, T. J., 2011, Wave-breaking characteristics of midlatitude blocking: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **138**, 1285-1296.
- 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.
- Matsuno, T., 1970, Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere: Journal of Atmospheric Sciences, **27**(6), 871-883.
- Postel, G. A., and Hitchman, M. H., 1999, A Climatology of Rossby wave breaking along the subtropical Tropopause: Journal of Atmospheric Sciences, **56**(3), 359-373.
- Scott, R. K., and Cammas, J. P., 2002, Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause: Journal of Atmospheric Sciences, **59**(15), 2347-2361.
- Scott, R. K., and Dritschel, D. G., 2005, Downward wave propagation on the polar vortex: Journal of Atmospheric Sciences, **62**(9), 3382-3395.
- Shaw, T. A., and Perlwitz, J., 2013, The life cycle of Northern Hemisphere downward wave coupling between the stratosphere and troposphere: Journal of Climate, **26**(5), 1745-1763.
- Strong, C., and Magnusdottir, G., 2008, Tropospheric Rossby wave breaking and NAO/NAM: Journal of 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.
- نصر اصفهانی، م.، ۱۳۹۵، ارزیابی اثر بسته‌موج‌های کزفشاری اقیانوس اطلس شمالی بر مسیر توفان دریای مدیترانه در زمستان ۲۰۱۱-۲۰۱۲: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰(۲)، ۱-۱۴.
- Andrews, D. G., Holton, J. R., and Leovoy, C. B., 1987, Middle Atmosphere Dynamics: International Geophysics Series (Vol. 40, pp. 311-333). Academic Press.
- Baldwin, M.P and L. J. Gray T. J. Dunkerton K. Hamilton P. H. Haynes W. J. Randel. 2001, Holton M. J. Alexander , I. Hirota T. Horinouchi D. B. A. Jones J. S. Kinnersley C. Marquardt K. Sato., The quasi-biennial oscillation., 2001, J.Geophys.Res., 39,2 , 179-229.
- Dunn-Sigouin, E., and Shaw, T. A., 2015, Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation: Journal of Geophysical Research: Atmosphere, **120**(4), 1374-1390.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E., 1980, Eliassen-Palm cross-sections for the troposphere: Journal of Atmospheric Sciences, **37**, 2600-2616.
- Esler, J. G., and Haynes, P. H., 1999, Mechanisms for wave packet formation and maintenance in a geostrophic two-layer model: Journal of Atmospheric Sciences, **56**(15), 2457-2490.
- Franzki, C., Lee, S., Feldestein, S. B., 2004, Is the North Atlantic oscillation a breaking wave? American Meteorological Society, **61**, 145-160.
- Harnik, N., Perlwitz, J., and Shaw, T. A., 2011, Observed decadal changes in downward wave coupling between the stratosphere and troposphere in the Southern Hemisphere: Journal of Climate, **24**(17), 4558-4569.
- Haynes, P. H., and McIntyre, M. E., 1987, On the representation of Rossby wave critical layers and wave breaking in zonally truncated models: Journal of Atmospheric Sciences, **44**(17), 2359-2382.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project: Bulletin of the American Meteorological Society, **77**(3), 437-472.
- Magnusdottir, G., and Haynes, P. H., 1998, Reflection of planetary waves in three-dimensional tropospheric flows: Journal of

Comparison of wave breaking over Europe and Mediterranean region: wave activity aspects

Mohammad Mahdi Khodadi¹, Majid Azadi^{2*}, Mohammad Moradi³ and Abas Ranjbar Saadatabadi⁴

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

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

³Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 22 April 2020, Accepted: 01 July 2020)

Summary

In the present study, using the ERA-INTERIM reanalysis data for geopotential height, 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 over Europe during the winter time 1979-2018, were calculated and analyzed. Results showed that in anticyclonic (cyclonic) wave breaking events, a narrow (wide) trough with north-east/south-west (north-west/south-east) axis and associated potential vorticity with values around 5-8 (4-6) $1e6$ PVU are extended from Europe to the west (east) of Mediterranean.

In the anticyclonic wave breaking events, the wave amplitude and their associated potential vorticity are higher compared to cyclonic events and also the associated jet streams form in higher latitudes over Europe and the Mediterranean. It appears that intensification of the trough and its extension to lower latitudes over the Mediterranean is associated with intensification of the ridge over northwest of Europe, while in cyclonic wave breaking events the intensification of the trough over the east of Europe is associated with intensification of the ridge in lower latitudes over the west of the Mediterranean. The waves in anticyclonic wave breaking events move to lower latitudes over the Mediterranean, while in cyclonic wave breakings, the waves move to north of Europe. Therefore, the anticyclonic (cyclonic) wave breaking events are generally associated with equatorward (poleward) flux of wave activity, downstream of the trough in latitudes lower (higher) than 40N, which causes the intensification (weakening) of synoptic waves over the Mediterranean and west of Asia. Also, the value of equatorward wave activity is 1.5 times more than those of poleward fluxes. It was found that in anticyclonic wave breakings, the downward wave activity flux is around twice, when compared to cyclonic wave breaking events.

Our results showed that during anticyclonic wave breaking, the equatorward of wave activity flux at 40N over west of Europe is larger than its value over the East Mediterranean and west of Asia, while during cyclonic wave breaking events the poleward flux of wave activity over west of Europe is negligible and it becomes equatorward over east of Europe and west of Asia. It seems that the reason is the existence of a ridge over Euroasia which results in the formation of a blocking over east of Europe and consequently causes the intensification of troughs in lower latitudes. As such, in addition to the lesser number of cyclonic wave breakings compared to those of anticyclonics, the cyclonic wave breaking events are relatively weaker than anticyclonic breakings over Europe.

Keywords: anticyclonic wave breaking, cyclonic wave breaking, wave activity flux, quasi-biennial oscillation

*Corresponding author:

azadi68@hotmail.com