

## مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های

### ۲۰۱۳-۲۰۱۵ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا

رضا پرهانی<sup>۱</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>۲\*</sup>، سرمد قادر<sup>۲</sup> و علیرضا محب‌الحججه<sup>۳</sup>

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

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

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

(دریافت: ۹۶/۳/۲۸، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

#### چکیده

هدف این پژوهش مطالعه فراوانی و توزیع جهانی رخداد تاشدگی وردایست، با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا، و همچنین تغییرات فصلی آن در فاصله سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵ است. بدین منظور میدان‌های اولیه از قبیل باد، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی از داده‌های بازتحلیل ECMWF (ERA-Interim) اخذ و میدان‌های ثانویه مانند تاوایی پتانسیلی (PV) و دمای بالقوه ( $\theta$ ) محاسبه شده است. تشخیص تاشدگی وردایست دینامیکی بر اساس الگوریتم توسعه‌یافته روش اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) و گری (۲۰۰۳) و با استفاده از نیمرخ قائم در هر یک از نقاط شبکه انجام شده است. توزیع زمانی-مکانی تاشدگی‌ها نشان می‌دهد که فراوانی تاشدگی در عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی (بین ۲۰ تا ۴۰ درجه) در هر دو نیم‌کره شمالی و جنوبی بیشتر است و در نیم‌کره زمستانه نیز این تاشدگی‌ها از فراوانی بیشتری برخوردارند. منطقه جنوب غرب آسیا در تمام طول سال دارای بی‌هنجاری مثبت فراوانی تاشدگی نسبت به مقدار میانگین نیم‌کره شمالی است. میزان بی‌هنجاری یاد شده در این منطقه طی فصل‌های مختلف سال متفاوت است و در فصل تابستان هم‌زمان با شکل‌گیری و اچرخند موسمی بر روی عرض‌های جنب‌حاره‌ای اقیانوس هند، فراوانی تاشدگی وردایست به شدت افزایش می‌یابد. بیشترین بی‌هنجاری مثبت در ماه ژوئن و در دو کانون، یکی بر روی ایران-افغانستان و دیگری در شرق مدیترانه اتفاق می‌افتد. مطالعه موردی انجام شده در ژوئن ۲۰۱۵ تشکیل دو هسته جریان جتی قوی در منطقه را نشان می‌دهد و بررسی نقشه‌های نیمرخ قائم میدان‌های باد افقی، دمای بالقوه و PV مربوط به این ماه نیز وجود دو ناحیه اصلی تاشدگی وردایست واقع در غرب این دو هسته جریان جتی و در زیر آن و همچنین وجود دو ناحیه کُفشاری بارز (طبق توازن باد گرمایی) در محل تشکیل تاشدگی‌ها را به خوبی تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تاشدگی وردایست، تاوایی پتانسیلی، دمای بالقوه، جنوب غرب آسیا، موسمی، ناپایداری کُفشاری.

#### ۱. مقدمه

پتانسیلی (PV) است و می‌تواند باعث ایجاد چرخندزایی‌های انفجاری شود (ورنلی و بورکوی، ۲۰۰۲). همچنین تاشدگی‌ها می‌توانند با کاهش پایداری ایستایی جو و تشدید جریان‌های بالاسو سبب تقویت فعالیت‌های همرفتی همراه با رویدادهای بارشی شوند (تورپ، ۱۹۹۷؛ گریفیت و همکاران، ۲۰۰۰؛ آنتونسکو و همکاران، ۲۰۱۳). دانیلسون (۱۹۶۴) جزو اولین کسانی بود که مبنای نظری تاشدگی وردایست را با استفاده از دینامیک جبهه و داده‌های مشاهداتی بیان نمود. مطالعات بعدی به خوبی امکان استفاده از تاوایی پتانسیلی به عنوان یک ردیاب در مطالعه تاشدگی وردایست دینامیکی را تأیید کرد (برای

در نواحی همراه با شیو شدید نصف‌النهاری دما حاصل از برخورد توده‌های گرم حاره‌ای و توده‌های سرد قطبی در سطوح زیرین و نیز چینش قائم شدید باد و در نتیجه جریان جتی در سطوح زیرین، شرایط مناسبی برای تشکیل زبانه‌های نفوذی باریک هوای پوشن سپهری به داخل وردسپهر یا همان تاشدگی وردایست ایجاد می‌شود. این تاشدگی‌ها معمولاً به صورت نوارهای باریکی با ضخامت ۱ تا ۴ کیلومتر و گسترش ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر هستند که بیشتر در مناطق جنب‌حاره‌ای و در عرض جغرافیایی بیشتر از ۳۰ درجه رخ می‌دهند (البرن و همکاران، ۱۹۹۸). تاشدگی وردایست همراه با شکل‌گیری بی‌هنجاری تاوایی

مثال گریفیت و همکاران، ۲۰۰۰). بر مبنای این دیدگاه، وردایست به عنوان سطحی با مقدار تاوایی پتانسیلی ثابت دو واحد تاوایی پتانسیلی موسوم به ۲ PVU تعریف می‌شود (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). یک واحد تاوایی پتانسیلی (۱ PVU) برابر با  $10^{-6} \text{ m s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$  است.

به‌طور کلی مطالعات انجام شده در رابطه با تاشدگی وردایست را می‌توان به چهار دسته تقسیم کرد. دسته اول به بررسی نحوه شکل‌گیری و توسعه یک چرخند سطحی و چرخند بریده در حضور تاشدگی وردایست پرداخته‌اند. پژوهش‌های یوسلینی و همکاران (۱۹۸۵)، بل و بوزارت (۱۹۹۳)، لکمن و همکاران (۱۹۹۷) و برونینگ و همکاران (۲۰۰۰) در این دسته قرار دارند. دسته دوم از پژوهش‌ها بر انتقال جرم بین پوشن سپهر و وردسپهر در اثر تاشدگی وردایست تمرکز دارند که عمدتاً با استفاده از ردیابی ازون انتقالی در طول دوره رخداد تاشدگی وردایست انجام شده است. از جمله این کارها می‌توان به واگان و همکاران (۱۹۹۴)، راوتا و همکاران (۱۹۹۹)، برتین و همکاران (۲۰۰۱) و رید و واگان (۲۰۰۴) اشاره کرد. بررسی‌هایی با موضوع نحوه شکل‌گیری تاشدگی وردایست با استفاده از شبیه‌سازی‌های عددی و یا به کمک دیدبانی سومین دسته از مطالعات را تشکیل می‌دهند. کارهای پژوهشی انجام شده توسط ویتاکر و همکاران (۱۹۹۸)، روتنو و همکاران (۱۹۹۴)، کاکس و همکاران (۱۹۹۵)، بیت‌هل و همکاران (۱۹۹۹) و واندیشن و همکاران (۲۰۰۰) مربوط به این دسته هستند. دسته چهارم، مطالعات از دیدگاه اقلیم‌شناختی تاشدگی وردایست است که به مبحث تاشدگی از نظر فراوانی و توزیع جغرافیایی و زمانی (سالانه و فصلی) آن پرداخته‌اند. از جمله کارهای پژوهشی در این زمینه، می‌توان البرن و همکاران (۱۹۹۸)، اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳)، آنتونسکو و همکاران (۲۰۱۳)، مانی و همکاران (۲۰۱۴) و شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) را نام برد.

در داخل کشور نیز چند مطالعه در زمینه ارتباط بین وقوع پدیده‌های حدی جو با گردش‌های پوشن‌سپهری و

تاشدگی وردایست بر روی منطقه ایران انجام شده است. در پژوهش احمدی گیوی و پگاه‌فر (۱۳۸۳) اثر تاشدگی وردایست بر سامانه‌های رخ‌داده در آذرماه ۱۳۸۲ که ایران را تحت تأثیر قرار داده‌اند، از دیدگاه همدیدی و دینامیکی بررسی شده است. در این مطالعه، از یک شبکه منظم با تفکیک افقی یک درجه استفاده شده و کمیت‌های دینامیکی از قبیل میدان باد، تاوایی مطلق، تاوایی پتانسیلی، دمای بالقوه و سرعت قائم در سطوح مختلف فشاری تحلیل شده‌اند. در این مطالعه به‌خوبی نشان داده شده است که با همراهی تاشدگی وردایست و چرخند سطحی، در اثر برهم‌کنش بین آنها، هم شدت تاشدگی افزایش یافته و به ترازهای پایین‌تر گسترده می‌شود و هم چرخند سطحی به بیشینه تقویت خود می‌رسد. در ادامه، با دور شدن تاشدگی وردایست از مکان چرخند سطحی، ضمن تضعیف تاشدگی، چرخند سطحی نیز رو به میرایی می‌رود. همچنین در این تحقیق بیان شده که تأثیر ناوه سطوح زیرین بر چرخند سطحی مطالعه شده در بازه زمانی ۶ تا ۱۲ ساعت رخ می‌دهد و این بازه زمانی به عمق تاشدگی وردایست و پایداری ایستایی جو بستگی دارد. در پژوهشی دیگر، محمدی و محب‌الحجه (۱۳۹۲) با بررسی اثر چینش باد در سطح زمین و وردایست بر ناپایداری کژفشار نشان دادند که نسبت چینش باد در مرزهای زیرین و زبرین در رخداد ناپایداری کژفشار مؤثر است و چنانچه این نسبت از مقدار آستانه‌ای کمتر و از مقدار حدی بیشتر شود، امواج جوئی پایدار باقی می‌مانند. همچنین نشان داده شده است که اگر چینش باد در وردایست کوچک‌تر از چینش باد روی سطح زمین باشد، طول‌موج‌های کوچک‌تر از  $2/4$  برابر شعاع دگرشکلی راسبی نیز رشد می‌کنند. در همین ارتباط میررکنی و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از توابع متعامد تجربی و فریافت‌های اویلری به بررسی نقش گردش‌های پوشن‌سپهری در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ در ایران پرداختند و نشان داده‌اند که وقوع (فقدان) گرمایش ناگهانی ضعیف یا قوی در اثنای زمستان

در برخی از منابع  $P_\theta$  به شکل  $P_\theta = -g \frac{\partial \theta}{\partial p} (\zeta_\theta + f)$  نیز نشان داده شده است که بر اساس این رابطه، مقدار تاوایی پتانسیلی بستگی به تاوایی مطلق  $(\zeta_\theta + f)$ ، شتاب گرانی (g) و شیو قائم دمای بالقوه  $(\frac{\partial \theta}{\partial p})$ ، پایداری ایستایی در مختصات فشاری) دارد.

مزیت‌های استفاده از تاوایی پتانسیلی در توضیح فرآیندهای دینامیکی جو را می‌توان در سه اصل زیر بیان کرد:

الف- اصل پایستاری لاگرانژی PV که بیان می‌دارد در غیاب فرآیندهای بادررو و اصطکاک مقدار PV یک بسته هوا در طول مسیر حرکت سه‌بعدی آن ثابت می‌ماند. به کمک این اصل می‌توان توده‌هواهای با ویژگی بارز را در طول زمان و مکان تعقیب کرد.

ب- اصل وارون‌پذیری PV بدین معنی که با داشتن بی‌هنجاری PV در هر نقطه و تعیین شرایط مرزی، می‌توان با وارون کردن این کمیت میدان‌های همبسته با آن مانند ارتفاع ژئوپتانسیلی، باد، دما، دمای بالقوه و سرعت قائم را به دست آورد.

ج- در کنار دو اصل بالا، ویژگی دیگر تاوایی پتانسیلی آن است که با استفاده از توزیع اقلیمی ویژه این کمیت، می‌توان جریان‌ها و پدیده‌های جوئی در سطوح مختلف را توضیح داد. مقدار تاوایی پتانسیلی در وردسپهر زیرین و میانی به‌صورت میانگین بین PVU ۰/۳ تا PVU ۰/۵ تغییر می‌کند و در وردسپهر زیرین به بیش از ۱ PVU می‌رسد. سپس با افزایش ارتفاع، به‌سرعت PV افزایش یافته و مقدار آن در پوشن سپهر زیرین، به سبب افزایش سریع پایداری ایستایی، از ۳ PVU بیشتر می‌شود.

### ۳. داده‌ها و روش کار

#### ۳-۱. داده‌ها

این مطالعه با استفاده از داده‌های بازتحلیل مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) انجام شده است. در وبگاه ERA-Interim داده‌های ERA-Interim از سال ۱۹۷۹ میلادی تا زمان حاضر در دسترس هستند (دی

موجب جابه‌جایی الگوی دوقطبی دمای سرد به عرض‌های پایین‌تر (بالاتر) و در نتیجه بروز زمستان سرد (گرم) در منطقه می‌شود.

هدف اصلی پژوهش حاضر بررسی فراوانی و توزیع جهانی تاشدگی وردایست دینامیکی در سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیاست. ساختار این مقاله بدین‌گونه است که در بخش ۲ به معرفی مختصر کمیت دینامیکی تاوایی پتانسیلی و روابط آن پرداخته شده است. بخش ۳ به توضیح داده‌های به کار رفته و روش کار اختصاص دارد. نتایج مربوط به توزیع زمانی- مکانی تاشدگی وردایست در سطح جهانی در بخش ۴ و در منطقه جنوب غرب آسیا با جزئیات بیشتر در بخش ۵ ارائه شده است. مطالعه موردی تاشدگی‌های وردایست در ماه ژوئن ۲۰۱۵ نیز در این بخش مورد بررسی قرار گرفته است. بخش پایانی هم مربوط به جمع‌بندی نتایج حاصله و نتیجه‌گیری است.

#### ۲. تاوایی پتانسیلی و روابط آن

مبانی نظری تاوایی پتانسیلی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین کمیت‌های دینامیکی جو برای اولین بار توسط راسبی و ارتل در اواخر دهه ۱۹۳۰ مطرح شد (دانلسون، ۱۹۹۰). تعریف تاوایی پتانسیلی با استفاده از قضیه تاوایی ارتل به‌صورت زیر است (کارلسون، ۱۹۹۱):

$$P_\theta = \frac{1}{\rho} \nabla_p \theta \cdot (\nabla_p \times V + 2\Omega) \quad (1)$$

که در شرایط بی‌دررو و بدون اصطکاک کمیتی پایستار است. در رابطه (۱)،  $P_\theta$  تاوایی پتانسیلی در سطوح هم‌آنتروپی،  $\rho$  چگالی،  $\theta$  دمای بالقوه،  $V$  بردار باد و  $\Omega$  سرعت زاویه‌ای چرخش زمین است. با تبدیل دستگاه مختصات و در شرایط عدم وجود اصطکاک، قضیه ارتل با تقریب به‌صورت زیر نوشته می‌شود (کارلسون، ۱۹۹۱):

$$\frac{dP_\theta}{dt} = -(\zeta_\theta + f) \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{d\theta}{dt} \right) \quad (2)$$

که  $P_\theta$  به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

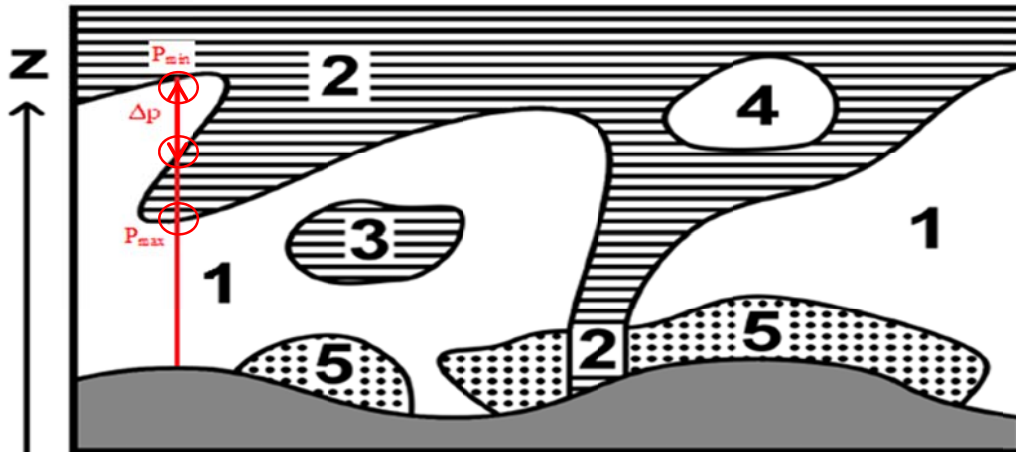
$$P_\theta = -\left( \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) (\zeta_\theta + f) \quad (3)$$

و همکاران، ۲۰۱۱). در اینجا از داده‌های بازتحلیل میان‌یابی شده مدل IFS (Cy31r2) با تفکیک افقی یک درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری و به فواصل زمانی ۶ ساعته در ۶۰ تراز مدل در راستای قائم (از سطح زمین تا سطح ۰/۱ هکتوپاسکال) استفاده شده است که حدود ۱۹ تراز آن ناحیه ناشدگی وردایست (از ۱۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال) را پوشش می‌دهد. در این مطالعه داده‌های میدان باد، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطوح مختلف فشاری به فواصل زمانی ۶ ساعته از اول ژانویه ۲۰۱۳ تا ۳۱ دسامبر ۲۰۱۵ مورد استفاده قرار گرفته است. یکی از عوامل مهم تأثیرگذار بر فراوانی ناشدگی وردایست در منطقه شرق مدیترانه و خاورمیانه، موسمی (مونسون) تابستانه منطقه آسیا است (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). بررسی شاخص موسمی هند نشان می‌دهد که در سال ۲۰۱۳ این شاخص مثبت و در سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ منفی بوده است (ونگ و فان، ۱۹۹۹؛ ونگ و همکاران، ۲۰۰۱)؛ لذا یکی از دلایل انتخاب دوره زمانی سه‌ساله فوق آن است که شامل سال‌هایی با شدت فعالیت متفاوت موسمی باشد. علاوه بر این با انتخاب بازه‌ای بیش از یک سال تا حدودی بتوان نتایج حاصل را تعمیم داد؛ زیرا ممکن است انتخاب یک سال خاص همراه با بی‌هنجاری مثبت یا منفی رخداد ناشدگی وردایست بوده و نتایج قابل تعمیم نباشد.

### ۳-۲. روش تشخیص ناشدگی وردایست

برای تشخیص ناشدگی وردایست، ابتدا یک شبکه منظم افقی با فاصله نقاط شبکه‌ای یک درجه در راستای دو محور X و Y (به ترتیب مداری و نصف‌النهاری) تعریف می‌کنیم. سپس با اقتباس از روش شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) که توسعه‌یافته روش اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) و گری (۲۰۰۳) می‌باشد، به صورت مجازی یک نیمرخ قائم از تاوایی پتانسیلی در هر یک از نقاط شبکه زده شده و ناشدگی وردایست به‌طور هندسی از تقاطع چندباره وردایست دینامیکی با نیمرخ قائم ترسیم شده تعیین

می‌شود. در پژوهش حاضر، وردایست دینامیکی به‌عنوان سطحی با مقدار تاوایی پتانسیلی ثابت ۲ PVU در نظر گرفته شده است. یکی از مشکلاتی که در زمان بررسی سطح ۲ PVU ممکن است با آن مواجه شویم، این است که فرآیندهای بادرو در وردسپهر (آزاد شدن گرمای نهان، فرآیندهای اصطکاک و تابشی) می‌توانند بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی ایجاد کنند (برای مثال هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵؛ رید و همکاران، ۱۹۹۲؛ راسل و همکاران، ۲۰۱۲) که اگر مقدار آن بیشتر از PVU ۲ باشد، به اشتباه هوای پوشش سپهری در نظر گرفته خواهد شد. برای رفع این مشکل، زمانی که بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی هوای وردسپهری با هوای پوشش سپهری ادغام می‌شود، آستانه رطوبت ویژه  $10^{-4} \text{ g kg}^{-1}$  به‌عنوان مرز بین هوای پوشش سپهری و وردسپهری به‌کار می‌رود (اسپرنگر و همکاران، ۲۰۰۳) و فرض بر آن است که هوای پوشش سپهری خشک‌تر از این آستانه باشد. همچنین در این روش توده‌های هوای با PV زیاد که به هوای اصلی پوشش سپهری واقع در ترازهای بالای مدل متصل هستند، به‌عنوان توده‌های پوشش سپهری در نظر گرفته می‌شوند. با توجه به این معیارها، الگوریتم به‌کار گرفته شده یکی از پنج برچسب را مطابق شکل ۱ به هر یک از نقاط شبکه اختصاص می‌دهد. این توده‌ها دارای مختلف عبارتند از: هوای وردسپهری (برچسب ۱)، هوای پوشش سپهری (برچسب ۲)، حباب‌های پوشش سپهری (که عمدتاً در اثر آزاد شدن گرمای نهان ایجاد می‌شوند) با مقادیر تاوایی پتانسیلی بیشتر از ۲ PVU که نه با پوشش سپهر و نه با سطح مرتبط هستند (برچسب ۳)، حباب‌های وردسپهری با مقادیر تاوایی پتانسیلی بیشتر از ۲ PVU بسته شده در پوشش سپهر (برچسب ۴) و لکه‌های دارای مرز مشترک با سطح زمین که معمولاً در اثر اصطکاک ایجاد می‌شوند (برچسب ۵). بعد از انجام این دسته‌بندی، به راحتی می‌توان ناشدگی وردایست را به کمک نیمرخ قائم رسم شده در هر نقطه و این که چند مرتبه این نیمرخ مرز جداکننده دو توده‌های با برچسب ۱ و ۲ را قطع می‌کند، تعیین نمود.



شکل ۱. برچسب نهادن نقاط مختلف شبکه مورد مطالعه برحسب هواهای پوشش‌سپهری یا وردسپهری بر اساس الگوریتم طراحی شده؛ برچسب‌های ۱ معرف هوای وردسپهری، ۲ هوای پوشش‌سپهری، ۳ هوای منزوی (isolated) پوشش‌سپهری یا بی‌هنجاری PV ناشی از چرخندزایی، ۴ هوای منزوی وردسپهری و ۵ بی‌هنجاری PV محدود به سطح هستند (شرلاک و همکاران، ۲۰۱۴).

جدول ۱. دسته‌بندی تاشدگی‌های وردایست برحسب گسترش قائم آنها (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴).

گسترش قائم (اختلاف فشار، $\Delta p$ )	نوع تاشدگی
$50 \text{ hPa} \leq \Delta p < 200 \text{ hPa}$	کم عمق
$200 \text{ hPa} \leq \Delta p < 350 \text{ hPa}$	متوسط
$\Delta p \geq 350 \text{ hPa}$	عمیق

#### ۴. توزیع زمانی - مکانی تاشدگی وردایست در سطح

##### جهانی

شکل ۲ توزیع جهانی فراوانی تاشدگی وردایست در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. فراوانی تاشدگی وردایست با استفاده از روش شرح داده شده در بخش ۳-۲ برای هر نقطه شبکه محاسبه و سپس میانگین فصلی آن به دست آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، فراوانی رخداد تاشدگی‌های وردایست در عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی (بین ۲۰ تا ۴۰ درجه) در هر دو نیم‌کره شمالی و جنوبی بیشتر است و در نیم‌کره زمستانه نیز تاشدگی‌ها دارای فراوانی بیشتری هستند. همچنین طول جغرافیایی ۲۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی یکی از مناطق با فراوانی زیاد تاشدگی وردایست در هر دو نیم‌کره است. در این شکل، توزیع تاشدگی وردایست در فصل زمستان نیم‌کره شمالی (شکل ۲-د) به صورت نواری واقع در عرض‌های

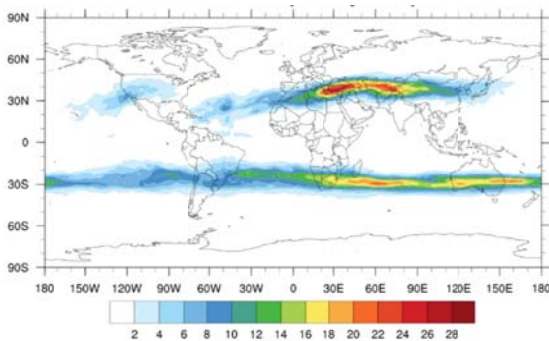
پس از تخصیص برچسب‌ها، تاشدگی در یک نقطه یا نقاطی از شبکه زمانی رخ می‌دهد که چند معیار زیر در ستون قائم جو از بالاترین تا پایین‌ترین تراز مدل وجود داشته باشد. ابتدا یک انتقال از برچسب ۲ (هوای پوشش‌سپهری) به برچسب ۱ (هوای وردسپهری با فشار کمینه،  $p_{min}$ )، سپس انتقالی از برچسب ۱ به برچسب ۲ (قله تاشدگی که منجر به اختلاف فشار  $\Delta p$  بین  $p_{min}$  و فشار وضعیت جدید وردایست پس از تاشدگی می‌شود) و در ادامه انتقالی از برچسب ۲ به برچسب ۱ (که منجر به بیشینه فشار تاشدگی وردایست،  $p_{max}$  می‌شود) یا از برچسب ۲ به برچسب ۳ صورت گیرد (شکل ۱). اختلاف فشار  $\Delta p$  برای دسته‌بندی تاشدگی‌های وردایست بر مبنای گسترش قائم آنها به کار می‌رود، بدین ترتیب که از تاشدگی‌های با  $\Delta p < 50 \text{ hPa}$  صرف‌نظر شده و سه دسته‌بندی طبق روش تیرلس و همکاران (۲۰۱۴) که در جدول ۱ آمده است، انجام می‌شود. منظور از درصد فراوانی تاشدگی وردایست در هر ماه یا فصل در بخش ارائه نتایج، محاسبه نسبت تعداد تاشدگی‌های تشخیص داده شده به تعداد کل گام زمانی به فاصله ۶ ساعته مورد استفاده در آن ماه ( $30 \times 4 = 120$ ) یا فصل ( $30 \times 3 = 360$ ) است.

آزمینگرد نیز می‌توانند در تغییر شکل وردایست دخیل باشند.

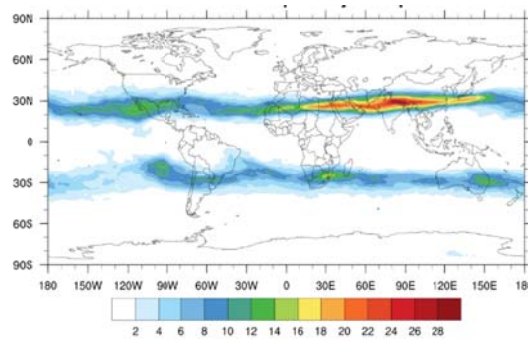
شکل ۳ تغییرات ماهانه فراوانی تاشدگی کلی (شامل مجموع تاشدگی‌های کم‌عمق، متوسط و عمیق) در سال‌های مورد مطالعه را که به تفکیک در دو نیم‌کره شمالی و جنوبی میانگین‌گیری شده نشان می‌دهد. با توجه به شکل، بیشترین فراوانی تاشدگی در نیم‌کره شمالی مربوط به ماه فوریه و کمترین آن مربوط به سپتامبر است و نسبت فراوانی تاشدگی در این دو ماه به بیش از سه برابر می‌رسد. در نیم‌کره جنوبی، تغییرات میان‌سالانه تاشدگی وردایست کمتر از نیم‌کره شمالی بوده و نسبت بیشترین فراوانی ماهانه رخداد تاشدگی (ماه اوت) به کمترین آن (ماه دسامبر) حدود دو برابر است. همچنین در نیم‌کره جنوبی یک بیشینه نسبی فراوانی تاشدگی در ماه فوریه مشاهده می‌شود.

جنب‌حاره‌ای که تقریباً در راستای مداری تمام کره را در بر گرفته است، دیده می‌شود؛ حال آن‌که در فصل تابستان (شکل ۲-ب)، تاشدگی‌ها در منطقه جنب‌حاره‌ای در نیم‌کره شرقی متمرکز شده‌اند. منطقه جنوب‌غرب آسیا نیز یکی از کانون‌های بیشینه تشکیل تاشدگی وردایست به‌شمار می‌رود.

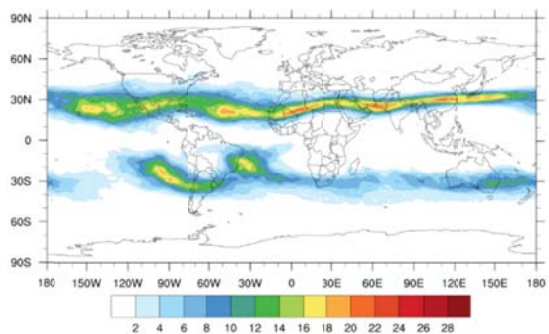
تاشدگی وردایست در عرض‌های جنب‌حاره‌ای که از فراوانی بیشتری برخوردار است، بیشتر از نوع کم‌عمق است، ولی در عرض‌های بالاتر تاشدگی‌های وردایست عمدتاً از نوع متوسط یا عمیق می‌باشند. تاشدگی وردایست در عرض‌های بالا را می‌توان ناشی از تأثیر سامانمند میدان‌های دگرشکلی بزرگ‌مقیاس دانست که این امر توسط تصاویر بخار آب ماهواره‌ای نیز قابل تأیید است (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). با این وجود، در عرض‌های میانی گردش‌های جبهه‌ای



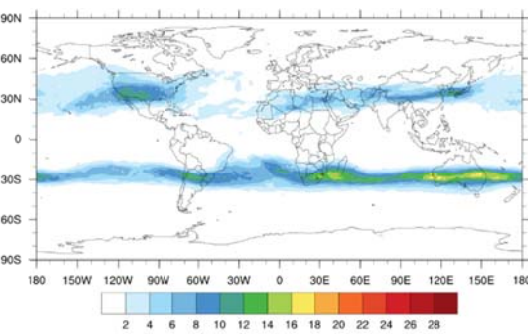
(ب)



(الف)

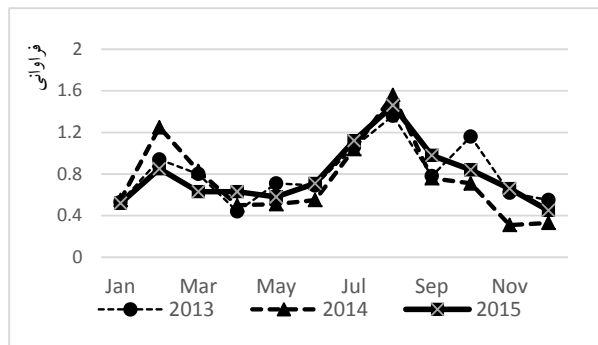


(د)

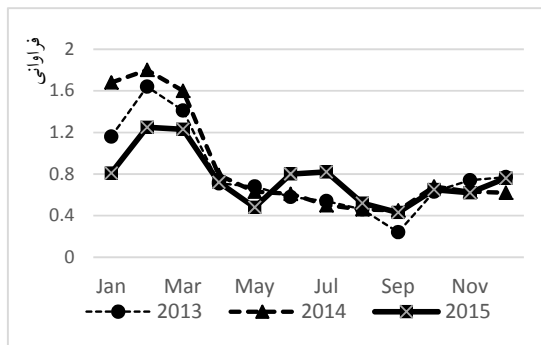


(ج)

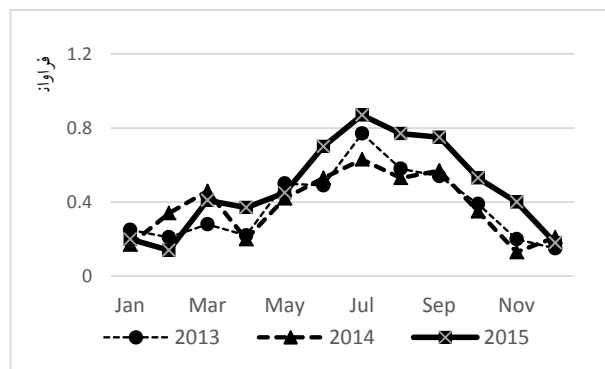
شکل ۲. توزیع جهانی میانگین فصلی درصد فراوانی تاشدگی وردایست در دوره ۲۰۱۳-۲۰۱۵: الف) بهار، ب) تابستان، ج) پاییز و د) زمستان نیم‌کره شمالی.



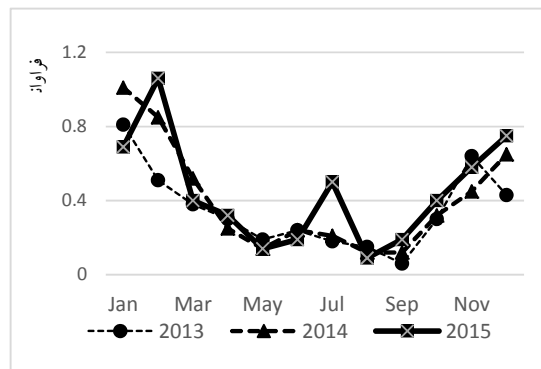
(ب)



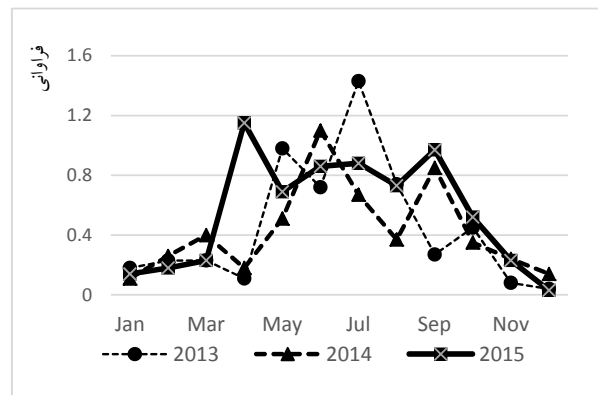
(الف)



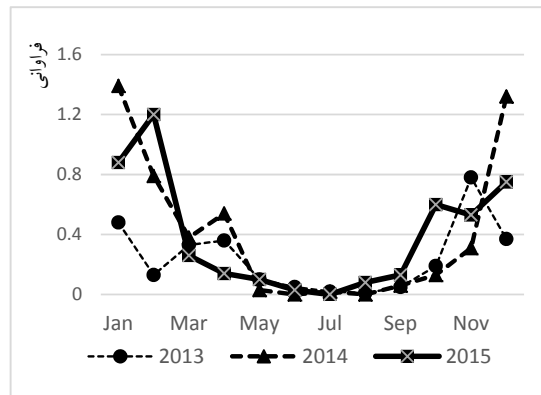
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۳. توزیع ماهانه فراوانی انواع تاشدگی وردایست به تفکیک در سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵: (الف و ب) کم عمق، (ج و د) متوسط، (ه و و) عمیق در دو نیم‌کره شمالی (شکل‌های سمت راست) و جنوبی (شکل‌های سمت چپ). محور قائم برحسب درصد است. برای سهولت مقایسه نمودارها، فراوانی تاشدگی‌های متوسط در ۱۰ و تاشدگی‌های عمیق در ۱۰۰ ضرب شده است. برای جزئیات بیشتر به متن مراجعه شود.

تاشدگی‌ها نسبت به یکدیگر (کم عمق نسبت به متوسط و متوسط نسبت به عمیق) یک مرتبه بزرگی (۱۰ برابر) فرق می‌کند، به منظور سهولت مقایسه در نمودارهای شکل ۳، فراوانی تاشدگی‌های متوسط در ۱۰ و تاشدگی‌های عمیق در ۱۰۰ ضرب شده است (برای مثال، مقدار واقعی

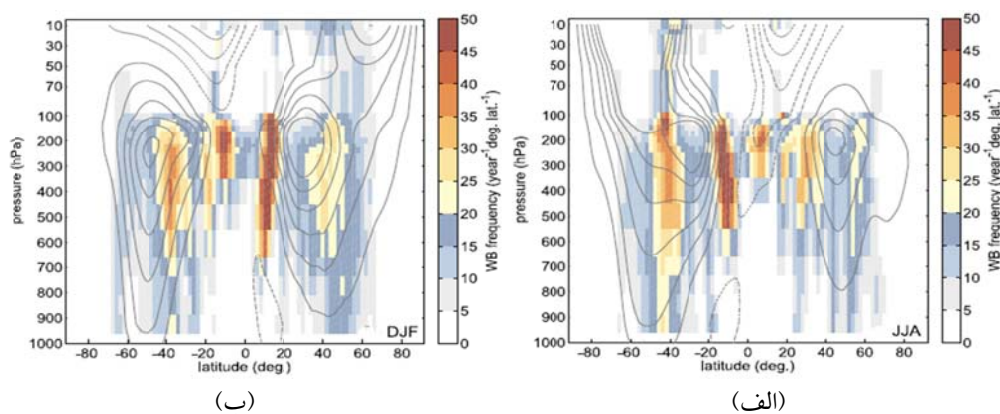
نکته قابل ذکر دیگر در شکل ۳ آن‌که فراوانی تاشدگی‌های عمیق در نیم‌کره شمالی دارای دو بیشینه نسبی در ماه‌های ژانویه و دسامبر است، ولی در نیم‌کره جنوبی بیشترین فراوانی تاشدگی عمیق وردایست در ماه ژوئن اتفاق می‌افتد. از آنجا که فراوانی هر یک از انواع

نتایج پژوهش گابریل و پیترز (۲۰۰۸) نیز حاکی از وجود دو کمربند گسترده شکست امواج راسبی است که یکی از آنها بر روی ناحیه شمال اقیانوس اطلس/اروپا-غرب آسیا می‌باشد. بارنز و هارتمن (۲۰۱۲) در بررسی شکست امواج راسبی در دوره ۲۲ ساله (ژانویه ۱۹۸۹ تا دسامبر ۲۰۱۱) با استفاده از تحلیل داده‌های ERA-Interim نشان دادند در زمستان نیم‌کره جنوبی، زمانی که جت جنب‌حاره‌ای قوی است، فراوانی شکست امواج راسبی در سمت استوا سوی این جت واقع در وردسپهر میانی و بالایی دارای مقدار بیشینه است. به علاوه، یک مقدار بیشینه ثانویه نیز در عرض‌های میانی و در سمت استوا سوی مؤلفه فشار ورد باد مداری (شاخه‌ای از جت پیچک‌رانده) وجود دارد که این الگو در زمستان نیم‌کره شمالی از شدت کمتری برخوردار است (شکل ۴).

با توجه به مطالب فوق می‌توان نتیجه گرفت که بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست در هر دو نیم‌کره شمالی و جنوبی در سمت قطب سوی مکان بیشینه شکست امواج راسبی واقع در جنب‌حاره قرار دارد و موقعیت مکانی رخداد تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا با شکست امواج راسبی چرخندی مطابقت بیشتری دارد. در قسمت بعد به بررسی تاشدگی وردایست در این منطقه پرداخته می‌شود.

میانگین فراوانی تاشدگی کم‌عمق، متوسط و عمیق در ماه ژانویه نیم‌کره شمالی به ترتیب  $1/68$ ،  $0/1$  و  $0/014$  درصد است.

بر اساس نتایج پژوهش‌های انجام شده، شکست امواج راسبی را می‌توان به‌عنوان یکی از عوامل دینامیکی مؤثر در شکل‌گیری تاشدگی وردایست در عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی در نظر گرفت. پاستل و هیچمن (۱۹۹۹) نشان دادند پرفشار جنب‌حاره‌ای عامل مهمی در جفت‌شدگی مناطق وردسپهر حاره‌ای و پوشن سپهر جنب‌حاره‌ای است و شکست امواج راسبی در سطح هم‌آنتروپی  $350$  کلونین غالباً در موقعیت تقریبی بالای سامانه‌های پرفشار مناطق جنب‌حاره اتفاق می‌افتد. مارتیوس و همکاران (۲۰۰۷) شکست موج راسبی را بر مبنای توزیع تاوایی پتانسیلی به دو دسته چرخندی (LC2) و واچرخندی (LC1) تقسیم کرده و نشان دادند که LC1 بر روی اروپا و آسیا دارای مقدار بیشینه است. آنها قرار داشتن بیشینه شکست امواج راسبی بر روی اروپا را در ارتباط با دو الگوی دینامیکی، یکی بندال‌های PV مدیترانه‌ای و دیگری چرخندزایی بادپناه (Lee) می‌دانند که در این منطقه فراوانی زیادی دارند. همچنین در این مطالعه نتیجه شده است که موقعیت و فراوانی شکست امواج راسبی در دو فاز مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی (NAO) به نحو کاملاً بارزی تغییر می‌کند.



شکل ۴. مجموع مداری فراوانی شکست موج حاصل از داده‌های ERA-Interim در دوره ۲۲ ساله (ژانویه ۱۹۸۹ تا دسامبر ۲۰۱۱) برای: (الف) تابستان و (ب) زمستان دو نیم‌کره. فاصله پربندی میانگین مداری بادهای غربی و خطوط پرفشار مداری بادهای شرقی ۵ متر بر ثانیه بوده و خط صفر حذف شده است. فواصل خطی قائم پس از تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال در پوشن‌سپهر تغییر می‌کند (بارنز و هارتمن، ۲۰۱۲).

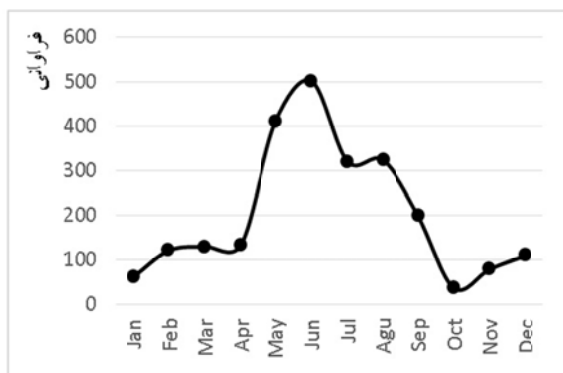


بیشترین مقدار برخوردار است)، در فصل تابستان بیشترین مقدار را دارد و فراوانی تاشدگی در این فصل از مقدار زمستانه آن بیشتر است. به‌رغم افزایش میزان کل تاشدگی‌ها (شامل مجموع تاشدگی‌های کم‌عمق، متوسط و عمیق) در فصل تابستان، سهم تاشدگی‌های عمیق به کمترین مقدار فصلی خود می‌رسد. مطالعات جزئی‌تر توزیع فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا و مقادیر فصلی آن بیانگر ارتباط دینامیکی این رخداد با موسمی هند است (رادول و هاسکینز، ۲۰۰۱؛ زیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ تیرلس و همکاران، ۲۰۱۳؛ تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). در اواخر فصل بهار و هم‌زمان با شکل‌گیری موسمی بر روی جنوب آسیا، ساختار گرمایشی قوی در ترازهای بالا تشکیل می‌شود که در اثر آن در سمت شمال و غرب این ساختار، کثرفشاری ترازهای بالا افزایش می‌یابد و منجر به جریانات فرونشینی در نواحی دارای شیب تند پریندهای دمای بالقوه می‌شود. زیو و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که گردش جوی غالب در این منطقه شامل جریانات فرونشینی بزرگ‌مقیاس و جریانات شمالی در ترازهای میانی و زیرین وردسپهر است؛ به‌ویژه در شرق مدیترانه، ایران و افغانستان در اثر کوهساری پیچیده این جریان تقویت می‌شود (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴).

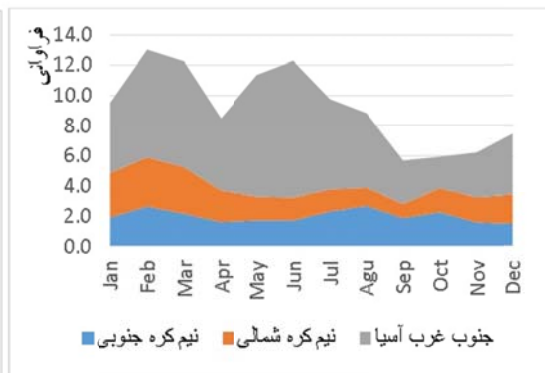
۵. بررسی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا  
منطقه جنوب‌غرب آسیا (عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۵۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۳۰ تا ۷۵ درجه شرقی) یکی از مناطق دارای بی‌هنجاری مثبت قوی فراوانی تاشدگی وردایست نسبت به میانگین نیم‌کره شمالی است (شکل ۵). میزان بی‌هنجاری فراوانی تاشدگی در این منطقه طی ماه‌ها و فصل‌های مختلف سال متفاوت است. با توجه به شکل‌های ۲-ب و ۵-ب، مشاهده می‌شود که فراوانی تاشدگی وردایست در عرض‌های شمالی‌تر جنوب‌غرب آسیا (از جمله افغانستان، ایران و شرق مدیترانه) در فصل تابستان به‌شدت افزایش می‌یابد که این موضوع می‌تواند مربوط به شکل‌گیری و اچرخند موسمی در عرض‌های جنب‌حاره‌ای اقیانوس هند باشد (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). بیشترین بی‌هنجاری مثبت فراوانی تاشدگی وردایست به میزان ۵ برابر میانگین نیم‌کره شمالی، در ماه ژوئن رخ می‌دهد و ماه‌های فوریه، مه و ژوئیه به ترتیب در رتبه‌های بعدی قرار دارند (شکل ۵-ب).

#### ۵-۱. توزیع فصلی انواع تاشدگی وردایست

با توجه به شکل ۶، مشاهده می‌شود که فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا، برخلاف میانگین نیم‌کره شمالی (که در فصل زمستان از

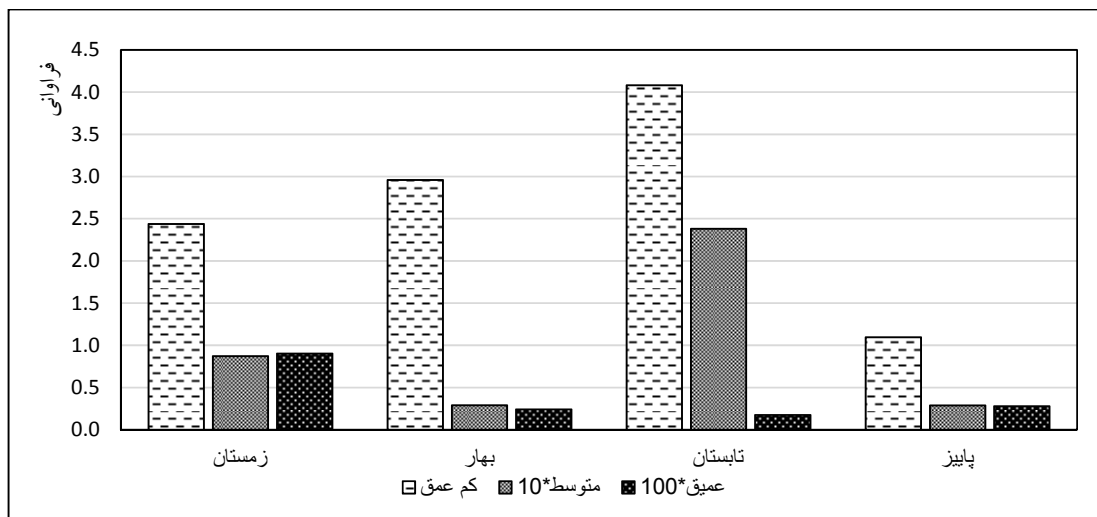


(ب)



(الف)

شکل ۵. الف) تغییرات ماهانه فراوانی تاشدگی وردایست در نیم‌کره شمالی، نیم‌کره جنوبی و منطقه جنوب‌غرب آسیا در سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵، ب) تغییرات ماهانه درصد بی‌هنجاری فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا نسبت به میانگین نیم‌کره شمالی در سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵. محور قائم در هر دو شکل برحسب درصد است.



شکل ۶. میانگین فصلی فراوانی انواع تاشدگی‌های ورودیست در منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵. به منظور سهولت در مقایسه نتایج، فراوانی تاشدگی متوسط ۱۰ برابر و تاشدگی عمیق ۱۰۰ برابر شده است. محور قائم برحسب درصد است.

فراوانی تاشدگی‌های عمیق در این فصل ناشی از تقویت جریان جت غربی، جبهه‌زایی ترازهای بالا، افزایش دامنه امواج راسبی و در نهایت شکست آنها و در نتیجه عمیق‌تر شدن تاشدگی‌های ورودیست است (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵).

#### ۵-۲. توزیع ماهانه انواع تاشدگی ورودیست

شکل ۷ توزیع میانگین ماهانه درصد فراوانی تاشدگی ورودیست به صورت کلی و شکل ۸ میانگین ماهانه درصد فراوانی انواع تاشدگی ورودیست (برحسب کم عمق، متوسط و عمیق) در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ در منطقه جنوب غرب آسیا را نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۷ مشاهده می‌شود که در اواخر فصل زمستان و اوایل فصل بهار، در ماه‌های مارس و آوریل، فراوانی تاشدگی‌های ورودیست بر نواری تقریباً مداری واقع در عرض‌های جغرافیایی جنب‌حاره‌ای (۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی) که از غرب (غرب مدیترانه و شمال الجزایر) تا شرق نقشه (شمال دریای عمان، شمال هند و نپال) را در بر گرفته است، قرار دارند. این نوار محدود به عرض‌هایی است که محل فعالیت جت جنب‌حاره‌ای می‌باشد. مقادیر فراوانی تاشدگی ورودیست نواحی شرقی این نوار بیشتر از نواحی

همچنین نتایج مطالعه تیرلس و همکاران (۲۰۱۳) حاکی از آن است که انتشار امواج حاصل از جریان‌ات قوی بر روی دریای اژه، با عمیق شدن ورودیست (کاهش ارتفاع از سطح زمین) و افزایش جریان فرونشینی همراه است که سبب ایجاد بی‌هنجاری مثبت PV در ترازهای بالا و تاشدگی ورودیست می‌شود.

در مطالعه رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) نیز بیان شده است که برهم‌کنش غیرخطی بین گردش نصف‌النهاری میانگین قوی همراه با یاخته هادلی و کوهساری می‌تواند بسیاری از چشم‌اندازهای بزرگ‌مقیاس گردش جنب‌حاره‌ای را توجیه کند. بر مبنای نتایج این مطالعه، اثر انسدادی رشته‌کوه‌های واقع در راستای نصف‌النهاری در مقابل جریان‌ات مداری و اثرات بادرو از قبیل واداشت بادرو روی محلی نیز در افزایش فراوانی تاشدگی در منطقه مورد مطالعه بسیار مهم است.

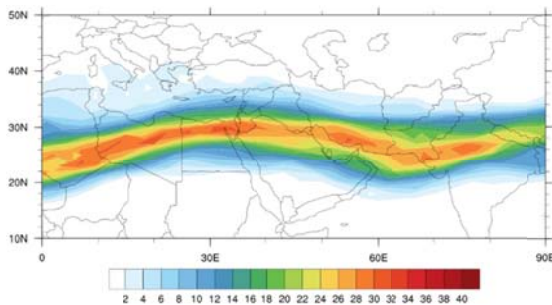
در فصل پاییز، کمترین فراوانی تاشدگی ورودیست در منطقه جنوب غرب آسیا رخ می‌دهد و کاهش قابل ملاحظه تاشدگی‌های کم عمق و متوسط در این فصل در پی تضعیف اثر موسمی است. نکته قابل ذکر دیگر در شکل ۶، افزایش سه تا چهار برابر سهم تاشدگی‌های عمیق در فصل زمستان نسبت به سایر فصول سال است. افزایش

محدوده ۳۰ تا ۴۵ درجه شمالی قرار گرفته است. مرکز اصلی فعالیت تاشدگی از شرق مدیترانه و ترکیه شروع شده پس از عبور از جنوب دریای خزر و قزاقستان به شمال پاکستان و نیال ختم می‌شود.

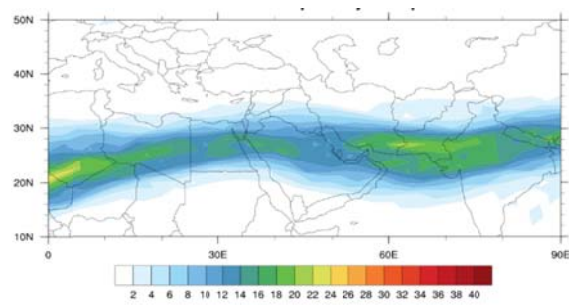
در ماه ژوئیه، منطقه فعالیت تاشدگی وردایست تقریباً به دو بخش، یکی با مقادیر بسیار زیاد فراوانی بر روی شرق مدیترانه و شمال ترکیه و دیگری با مقادیر کمتر فراوانی بر روی شمال پاکستان و نواحی شرقی آن تقسیم شده است. در ماه اوت، الگوی منطقه فعالیت تاشدگی وردایست مربوط به ماه ژوئیه حفظ شده فقط مقادیر فراوانی کاهش یافته است. نکته قابل توجه افزایش چشم‌گیر رخداد تاشدگی‌های کم‌عمق و متوسط، به‌ویژه متوسط در سه ماه تابستان (ژوئن تا اوت) است، به‌طوری‌که در دو ماه ژوئن و ژوئیه بیشترین تاشدگی با عمق متوسط رخ داده است (شکل ۸).

غربی بوده و از مقدار این فراوانی در ماه آوریل نسبت به ماه مارس کاسته شده است. این تاشدگی‌های وردایست عمدتاً از نوع کم‌عمق هستند. در ماه مه، به تدریج از میزان فراوانی تاشدگی وردایست در مناطق غربی نوار یاد شده کاسته و به میزان آن در مناطق شرقی افزوده می‌شود، ضمن آنکه موقعیت این نوار فعالیت تاشدگی حدود ۱۰ درجه به عرض‌های بالاتر جابه‌جا شده است. در این ماه نیز کماکان سهم تاشدگی‌های متوسط و عمیق ناچیز است، به‌طوری‌که هیچ تاشدگی عمیقی در ماه مه در دوره مورد مطالعه در این منطقه مشاهده نشده است (شکل ۸).

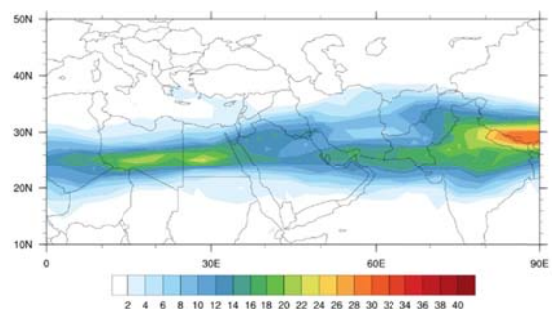
با شروع فصل تابستان و در ماه ژوئن، نوار فعالیت تاشدگی وردایست از حالت مداری خارج شده و ضمن برخورداری از مقادیر بالای فراوانی به جابه‌جایی شمال‌سوی خود ادامه می‌دهد، به‌طوری‌که در این ماه در



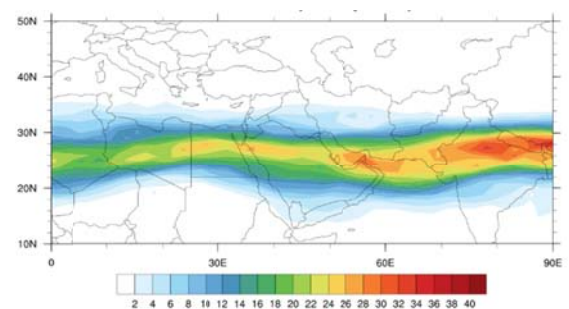
(فوریه)



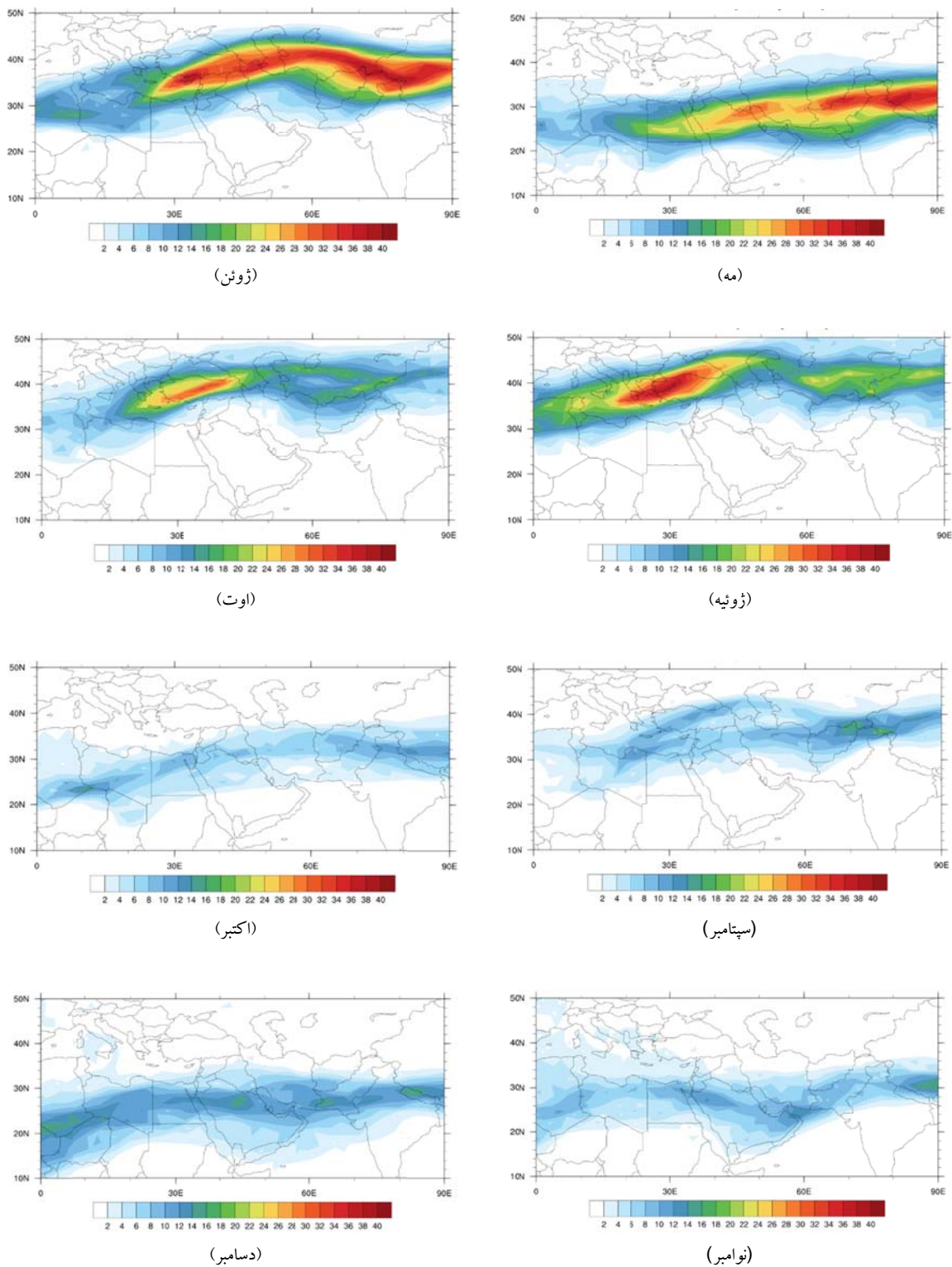
(ژانویه)



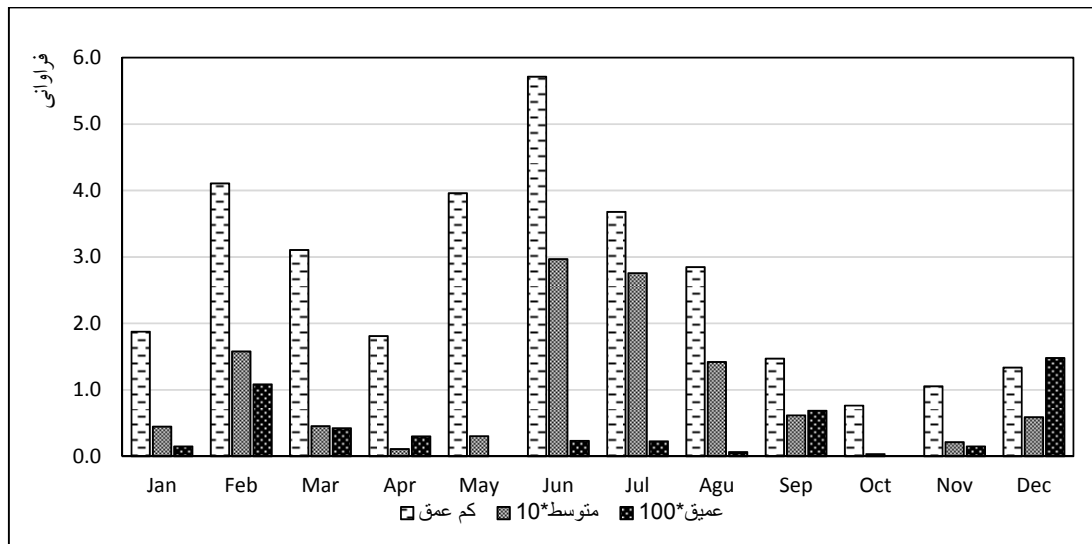
(آوریل)



(مارس)



شکل ۷. توزیع میانگین ماهانه درصد فراوانی تاشدگی وردایست در سالهای ۲۰۱۳-۲۰۱۵ در منطقه جنوب غرب آسیا.



شکل ۸. میانگین ماهانه فراوانی انواع تاشدگی‌های وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵. به منظور سهولت در مقایسه نتایج، فراوانی تاشدگی متوسط ۱۰ برابر و تاشدگی عمیق ۱۰۰ برابر شده است. محور قائم برحسب درصد است.

فصل زمستان، از نظر عرض جغرافیایی، تغییر چندانی نسبت به فصل پاییز نشان نمی‌دهد. نکته قابل توجه دیگر آن که به ترتیب در دو ماه دسامبر و فوریه بیشترین فراوانی تاشدگی‌های عمیق وردایست در منطقه مورد مطالعه اتفاق می‌افتد (شکل ۸).

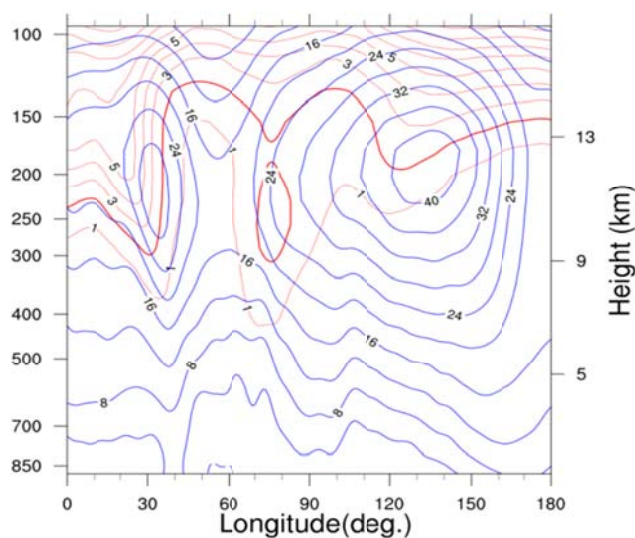
نتایج مطالعات گذشته حاکی از آن است که تاشدگی‌های وردایست در مجاورت جت قطبی رخ می‌دهند (اندروز و همکاران، ۱۹۸۷؛ هولتون و حکیم، ۲۰۱۳)؛ همچنین مطالعه انجام شده توسط عالم‌زاده (۱۳۹۶) نشان می‌دهد دو ناحیه چشمه گسیل موج در فصل تابستان، در منطقه جنوب غرب آسیا وجود دارد که یکی در شرق مدیترانه و دیگری در شرق دریای خزر واقع است؛ بنابراین بی‌هنجاری مثبت تاشدگی وردایست در این ناحیه کاملاً با ناحیه بیشینه فعالیت موج منطبق است. در ادامه، برای درک بهتر شرایط دینامیکی تشکیل تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا، ماه ژوئن سال ۲۰۱۵ به عنوان یکی از ماه‌های با فراوانی زیاد تاشدگی وردایست مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد.

با توجه به سطح مقطع قائم میدان باد افقی و تاوایی پتانسیلی در محل بیشینه کلی تشکیل تاشدگی‌های

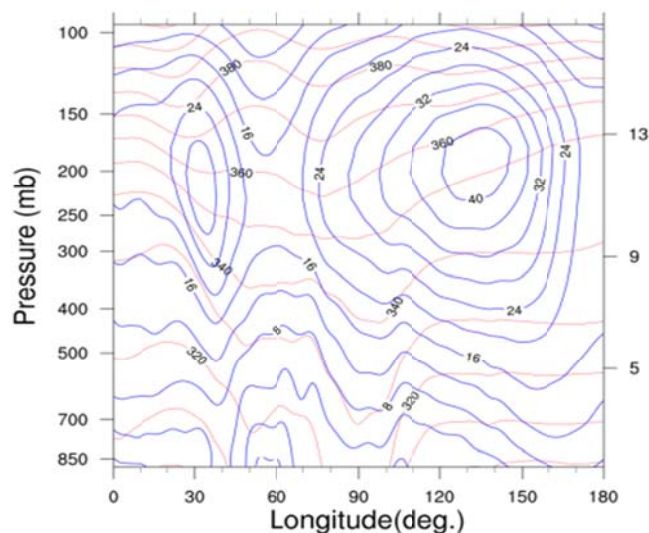
با آغاز فصل پاییز و در ماه سپتامبر، میانگین فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه فعالیت تاشدگی کاهش یافته و میزان تاشدگی در نواحی شرقی (مانند شمال پاکستان) بیشتر از نواحی غربی (مانند شرق مدیترانه و شمال ترکیه) است. در ماه اکتبر، کاهش مقادیر فراوانی تاشدگی وردایست ادامه داشته و منطقه فعالیت تاشدگی به عرض‌های پایین‌تر (بین ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی) کشیده شده است. مراکز بیشترین فعالیت در این ماه بر روی الجزایر (در غرب) و نیپال (در شرق) قرار دارند. در ماه‌های نوامبر و دسامبر، کمترین مقادیر فراوانی تاشدگی وردایست دیده می‌شود و منطقه فعالیت تاشدگی نیز به پایین‌ترین عرض‌های جغرافیایی (حدود ۱۵ تا ۳۰ درجه) در بین سایر ماه‌های سال رسیده است. بیشینه مقادیر فراوانی تاشدگی وردایست در این دو ماه بر روی الجزایر، شرق مدیترانه، شمال عربستان، شمال دریای عمان و شمال شرق نیپال واقع هستند. در فصل زمستان، فراوانی تاشدگی وردایست مجدداً افزایش می‌یابد و هرچه به ماه پایانی این فصل (فوریه) نزدیک می‌شویم، بر مقدار فراوانی تاشدگی‌ها، به خصوص تاشدگی‌های کم عمق افزوده می‌شود. موقعیت منطقه فعالیت تاشدگی وردایست در

وردیست در شکل ۹-الف، دو هسته جریان جتی قوی مشاهده می‌شود که هسته واقع در شرق نقشه با سرعت ۴۰ متر بر ثانیه در گستره ۱۲۰ تا ۱۴۰ درجه شرقی و هسته واقع در غرب نقشه با سرعت ۲۶ متر بر ثانیه بین طول‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شرقی قرار دارند. همان‌طور که در این شکل به‌خوبی ملاحظه می‌شود، دو ناحیه تاشدگی وردیست در قسمت غربی مرکز این دو هسته جریان جتی و در ارتفاع پایین‌تر شکل گرفته‌اند. در شکل ۹-الف، یک بسته هوای پوشش‌سپهری با تاوایی پتانسیلی ۲ PVU در راستای تاشدگی وردیست واقع بر طول جغرافیایی ۷۵ درجه شرقی (شمال هند) و زبانه‌ای دیگر از تاشدگی وردیست در حدود ۳۰ درجه شرقی (شرق مدیترانه) دیده می‌شود که تا ارتفاع پایین‌تر از تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نفوذ کرده‌اند. از آنجا که شیو پربندهای تاوایی پتانسیلی (شکل ۹-الف) و دمای بالقوه (شکل ۹-ب) در تاشدگی وردیست شرق مدیترانه بیشتر از شمال هند است، تاشدگی‌های تشکیل‌شده در این ناحیه بیشتر از نوع متوسط هستند. از دیگر نکات قابل ذکر همراه با تاشدگی وردیست در شکل ۹-ب، وجود دو منطقه کژفشاری بارز (با شیو دمای بالقوه شدید) در حوالی طول‌های جغرافیایی یاد شده (۷۵ و ۳۰ درجه شرقی) در سطوح زیرین شده است.

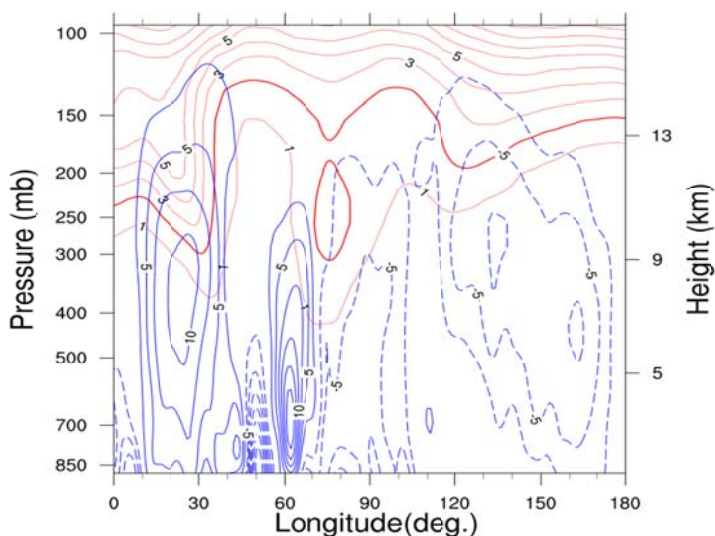
وردیست است. حضور جریان‌های جتی قوی در بالای این مناطق با شیو شدید دمای بالقوه حاکی از برقراری توازن باد گرمایی است. شیو شدید دمای بالقوه در ترازهای بالا نیز بیانگر پایداری ایستایی زیاد پوشش‌سپهر است. همان‌طور که در شکل ۹-ب مشاهده می‌شود، پربندهای دمای بالقوه در مجاورت جریان جتی، وردیست را قطع می‌کنند؛ لذا در این ناحیه بدون نیاز به فرآیندهای بادررو، فرارفت هوای ناشی از چرخش و اچرخندی در غرب جریان جتی سبب انتقال هوای سرد و ایجاد یک بی‌هنجاری دمایی سرد در غرب ناوه واقع در وردیست زیرین می‌شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). در ناحیه جبهه‌ای، پربندهای تاوایی پتانسیلی به‌سمت پایین کشیده شده و یک ناحیه با بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی در قطب‌سوی جریان جتی و یک ناحیه با پایداری ایستایی قوی در سمت سرد جبهه ترازهای بالا شکل گرفته است. فرارفت تاوایی پتانسیلی مثبت در اثر تاشدگی وردیست و وجود حرکات صعودی (شکل ۹-ج) می‌تواند سبب ایجاد ناپایداری کژفشار در وردیست شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). حرکات نزولی در بخش سرد ناحیه جبهه‌ای وردیست میانی و زیرین که در زیر جریان جتی بیشینه است، موجب شیو پربندهای دمای بالقوه و تقویت جبهه شده است.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۹. سطح مقطع قائم: الف) میدان باد افقی (خطوط آبی‌رنگ به فواصل ۴ متربرثانیه) و تاوایی پتانسیلی (خطوط قرمز رنگ به فواصل ۱ PVU، خط ضخیم‌تر هم مقدار ۲ PVU را نشان می‌دهد)، ب) میدان باد افقی و دمای بالقوه (خطوط قرمز رنگ به فواصل ۱۰ k) و ج) مؤلفه قائم باد در مختصات فشاری (خطوط آبی‌رنگ به فواصل  $2/5 \text{ hPas}^{-1}$  که مقادیر منفی به صورت خط چین مشخص شده است) و تاوایی پتانسیلی در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شمالی و در محل بیشینه رخداد تاشدگی وردایست در ماه ژوئن ۲۰۱۵.

۶. بحث و نتیجه‌گیری  
بررسی قرار گرفته است. با استفاده از این الگوریتم تاشدگی‌ها برحسب گسترش قائم به سه دسته کم عمق، متوسط و عمیق تقسیم شده‌اند. توزیع زمانی- مکانی تاشدگی وردایست نشان می‌دهد که عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی (بین ۲۰ تا ۴۰ درجه) در هر دو نیم کره شمالی و جنوبی دارای بیشترین فراوانی هستند.

در این پژوهش توزیع فراوانی تاشدگی وردایست در سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۵ با استفاده از داده‌های بازتحلیل میان‌یابی شده (ECMWF, ERA-Interim) و بر اساس الگوریتم توسعه یافته روش اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) و گری (۲۰۰۳) با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا مورد

از آنجا که فراوانی تاشدگی وردایست در ماه ژوئن به بیشترین مقدار ماهانه در سال‌های مورد مطالعه می‌رسد، ماه ژوئن سال ۲۰۱۵ مورد بررسی بیشتری قرار گرفته است. همان‌طور که در مطالعات پیشین نشان داده شده است که تاشدگی وردایست در مجاورت جت قطبی شکل می‌گیرد، در این ماه نیز به‌صورت هم‌زمان دو هسته جریان جتی قوی یکی با سرعت بیش از ۴۰ متر بر ثانیه در گستره ۱۲۰ تا ۱۴۰ درجه شرقی و دیگری با سرعت بیش از ۲۶ متر بر ثانیه در طول جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شرقی تشکیل شده است. نقشه‌های سطح مقطع قائم میدان‌های باد افقی، تاوایی پتانسیلی و دمای بالقوه وجود دو ناحیه اصلی تاشدگی وردایست در غرب این دو هسته جریان جتی و در زیر آن و همچنین دو ناحیه کژفشاری بارز در محل تشکیل تاشدگی وردایست در سطوح زیرین وردسپهر را نشان می‌دهند.

#### تشکر و قدردانی

نگارندگان از آقای اسپرنگر به خاطر در اختیار گذاشتن کد اولیه مورد استفاده در این پژوهش و داوران محترم مقاله که با نظرات و راهنمایی‌های ارزنده خود موجب بهبود کیفیت آن شده‌اند، تشکر و قدردانی می‌کنند.

#### مراجع

احمدی گیوی، ف. و پگاه فر، ن.، ۱۳۸۳، بررسی اثر تاشدگی وردایست در سامانه‌های جوئی واقع بر کشور ایران در دوره آذر ماه ۱۳۸۲ از دیدگاه تاوایی پتانسیلی، چهارمین همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، تهران.

عالم‌زاده، ش.، ۱۳۹۶، اثر گرمایش زمین بر تغییرپذیری جت آفریقا-آسیا و مسیر توفان مدیترانه، رساله دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

محمدی، ع. و محب‌الحجه، ع. ر.، ۱۳۹۲، اثر چینش باد در سطح زمین و وردایست بر ناپایداری کژفشار، م. ژئوفیزیک ایران، (۲)۷، ۱۱۴-۱۲۷.

همچنین گستره طول جغرافیایی ۲۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی یکی از مناطق با فراوانی زیاد تاشدگی وردایست در هر دو نیم‌کره است. در این بررسی مشاهده شد که فراوانی تاشدگی وردایست در فصل زمستان نیم‌کره شمالی بر روی نواری واقع در عرض‌های جنب‌حاره‌ای که تقریباً در راستای مداری تمام کره را در بر گرفته است، قرار دارند؛ ولی در فصل تابستان تاشدگی‌های منطقه جنب-حاره‌ای در نیم‌کره شرقی متمرکز هستند. توزیع ماهانه تاشدگی‌های وردایست نیز نشان می‌دهد که دامنه تغییرات فصلی تاشدگی‌ها در نیم‌کره شمالی از نیم‌کره جنوبی بیشتر است و بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست در زمستان هر نیم‌کره رخ می‌دهد. علت افزایش فراوانی تاشدگی وردایست در فصل زمستان و به‌ویژه در نیم‌کره شمالی به سازوکار تشکیل تاشدگی مربوط است. از آنجا که به‌طور معمول تاشدگی وردایست در مناطقی رخ می‌دهد که شیو افقی دمای سطحی و چینش قائم شدید باد حاکم است، بنابراین تاشدگی‌های وردایست عمدتاً در مجاورت جریان جتی تشکیل می‌شوند (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵).

نتایج حاصل حاکی از آن است که منطقه جنوب‌غرب آسیا یکی از مناطق دارای بی‌هنجاری مثبت تاشدگی وردایست نسبت به میانگین نیم‌کره شمالی در تمام طول سال است. فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا، برخلاف روند معمول، در فصل تابستان بیشتر از فصل زمستان است که دلیل آن می‌تواند مربوط به اثرات گردش موسمی در این فصل باشد. در فصل پاییز، به علت تضعیف اثرات موسمی از یک سو و عدم وجود ناپایداری‌های کژفشار قوی در منطقه از سوی دیگر، فراوانی تاشدگی وردایست به کمترین حد خود می‌رسد. از دیگر نتایج آن که در فصل زمستان فراوانی تاشدگی‌های متوسط و عمیق نسبت به سایر فصل‌ها افزایش می‌یابد که علت آن را می‌توان به رخداد ناپایداری‌های کژفشار قوی و متعدد در منطقه منتسب کرد.



- میررکنی، م.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۳، نقش گردش‌های پوشن سپهر در
- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B., 1987, *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- Antonescu, B., Vaughan, G. and Schultz, D. M., 2013, A five-year radar-based climatology of tropopause folds and deep convection over Wales, United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 1693-1707.
- Barnes, E. A. and Hartmann, D. L., 2012, Detection of Rossby wave breaking and its response to shifts of the midlatitude jet with climate change. *J. Geophys. Res.*, 117, D09117.
- Bell, G. D. and Bosart, L. F., 1993, A case study diagnosis of the formation of an upper-level cutoff cyclonic circulation over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1635-1655.
- Bertin, F., Campistron, B., Caccia, J. L. and Wilson, R., 2001, Mixing processes in a tropopause folding observed by a network of ST radar and lidar. *Anna. Geophys.*, 19, 1-11.
- Bithell, M., Gray, L. J. and Cox, B. D., 1999, A three dimensional view of the evolution of midlatitude stratospheric intrusions. *J. Atmos. Sci.*, 56, 673-688.
- Browning, K. A., Thorpe, A., Montani, J., Parsons, A. D., Griffiths, M., Panagi, P. and Dicks, E. M., 2000, Interactions of tropopause depressions with an ex-tropical cyclone and sensitivity of forecasts to analysis errors. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2734-2755.
- Carlson, T. N., 1991, *Mid-Latitude Weather Systems*. Academic Press, 525 pp.
- Cox, B. D., Bithell, M. and Gray, L. J., 1995, A general circulation model study of a troposphere-folding event at middle latitudes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 883-910.
- Danielsen, E. F., 1964, Report on project Springfield. DASA-1517, Defense Atomic Support Agency, Washington, D.C.
- Danielsen, E. F., 1968, Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518.
- Danielsen, E. F., 1990, In defense of Ertel's potential vorticity and its general applicability as a meteorological tracer. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2013-2020.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, (656), 553-597.
- Elbern, H., Hendricks, J. and Ebel, A., 1998, A climatology of tropopause folds by global analyses. *Theor. Appl. Climatol.*, 59, 181-200.
- Gabriel, A. and Peters, D., 2008, A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the Northern Extratropics. *J. Meteorol. Soc., Japan*, 86, 613-631.
- Gray, S. L., 2003, A case study of stratosphere to troposphere transport: The role of convective transport and the sensitivity to model resolution. *J. Geophys. Res.*, 108, 45-90.
- Griffiths, M., Thorpe, A. J. and Browning, K. A., 2000, Convective destabilization by a tropopause fold diagnosed using potential-vorticity inversion. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 125-144.
- Holton, J. R. and Hakim, G. J., 2013, *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 5th edition, Academic Press, 532 pp.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E. and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111, 877-946.
- Lackmann, G. M., Keyser, D. and Bosart, L. F., 1997, A characteristic life cycle of upper-tropospheric cyclogenetic precursors during the Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic (ERICA). *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2729-2758.
- Martius, O., Schwierz, C. and Davies, H., 2007, Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2576-2592.
- Manney, G. L., Hegglin, M. I., Daffer, W. H., Schwartz, M. J., Santee, M. L. and Pawson, S., 2014, Climatology of upper tropospheric/lower stratospheric (UTLS) jets and tropopauses in MERRA. *J. Climateol.*, 27, 3248-3271.
- Postel, G. A. and Hitchman, M., 1999, A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, 56, 359-373.
- Ravetta, F., Ancellet, G., Kowol-Santen, J., Wilson, R. and Nedeljkovic, D., 1999, Ozone,
- بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸، م. ژئوفیزیک ایران، ۷(۱)، ۱۰۴-۸۹

- temperature, and wind field measurement in a tropopause fold: Comparison with a mesoscale model simulation. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2641-2653.
- Reid, H. J. and Vaughan, G., 2004, Convective mixing in a tropopause fold. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 1195-1212.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J., 2001, Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climatol.*, 14, 3192-3211.
- Rotunno, R., Skamarock, W. C. and Snyder, C., 1994, An analysis of frontogenesis in numerical simulations of baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 51, 3373-3398.
- Russell, A., Vaughan, G. and Norton, E. G., 2012, Large-scale potential vorticity anomalies and deep convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138, 1627-1639.
- Škerlak, B., Sprenger, M. and Wernli, H., 2014, A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 913-937.
- Sprenger, M., Croci Maspoli, M. and Wernli, H., 2003, Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001. *J. Geophys. Res.*, 108, (D12), 8518.
- Thorpe, A. J., 1997, Attribution and its application to mesoscale structure associated with tropopause folds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 2377-2399.
- Tyrlis, E., Lelieveld, J. and Steil, B., 2013, The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: Influence of the South Asian Monsoon. *Clim. Dyn.*, 40, 1103-1123.
- Tyrlis, E., Škerlak, B., Sprenger, M., Wernli, H., Zittis, G. and Lelieveld, J., 2014, On the linkage between the Asian summer monsoon and tropopause fold activity over the eastern Mediterranean and the Middle East. *J. Geophys. Res.*, 119, 3202-3221.
- Uccellini, L. W., Keyser, D., Brill, K. F. and Wash, C. H., 1985, The President's day cyclone of 18-19 February 1976, Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
- Vaughan, G., Price, J. D. and Howells, A., 1994, Transport into the troposphere in a tropopause fold. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 1085-1103.
- Wandishin, M. S., Nielsen-Gammon, J. W. and Keyser, D., 2000, A potential vorticity diagnostic approach to upper-level frontogenesis within a developing wave. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3918-3938.
- Wang, B. and Fan Z., 1999, Choice of South Asian summer monsoon indices. <http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/seasonal-monidx.html>.
- Wang, B., Wu, R. and Lau, K.-M., 2001, Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and western North Pacific-East Asian monsoons. <http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/seasonal-monidx.html>.
- Wernli, H. and Bourqui, M., 2002, A Lagrangian "one-year climatology" of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, 107, (D2), 4021.
- Whitaker, J. S., Uccellini, L. W. and Brill, K. F., 1988, A model based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents' Day cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2337-2365.
- Ziv, B., Saaroni, H. and Alpert, P., 2004, The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 24, 1859-1871.

## Study of tropopause folding frequency and its seasonal changes during 2013-2015 emphasizing over Southwest Asia

Borhani, R.<sup>1</sup>, Ahmadi-Givi, F.<sup>2\*</sup>, Ghader, S.<sup>2</sup> and Mohebalhojeh, A. R.<sup>3</sup>

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

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

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

(Received: 18 June 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

### Summary

This research is aimed to study the global distribution of tropopause folding frequency and its seasonal changes, emphasizing the ones over the Southwest Asia, for a 3-year period from Jan. 2013 up to Dec. 2015. For this purpose, the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (ERA- Interim) reanalysis data set including wind, temperature and geopotential height were used. The horizontal resolution of the initial fields is  $1 \times 1$  degrees in longitudinal and latitudinal directions prepared operationally every six hours at 60 levels. Applying the initial fields, the secondary fields, such as potential vorticity and potential temperature were calculated. From the 60 vertical levels, about 19 levels extending from 600 to 100 hPa cover the depth of all tropopause folding events studied here. In this research, we define the 2PVU potential vorticity surface as the dynamical tropopause (1PVU corresponds to  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}$ ). Identification of tropopause folding is based on the algorithm developed by Sprenger et al. (2003) and Gray (2003) and refined by Škerlak et al. (2014) using pseudosoundings in each of the grid points. A 3-D labeling algorithm is used to distinguish between stratospheric and tropospheric air masses and labeling them according the PV values. After labeling, the tropopause folds are identified at every grid points from the vertical profiles of the label field as areas of multiple crossings of dynamical tropopause. The frequency of folds at each grid point over a chosen period is calculated from the number of folding divided by the total 6-hourly instances corresponding to the season, and finally expressed as a percentage. According to this algorithm, tropopause folds are classified into three categories as shallow, medium and deep.

The analysis of spatio-temporal distributions of tropopause folds shows that the frequency of folding events over subtropical and mid latitude regions (between  $20^\circ$  to  $40^\circ$  north and south latitudes) is higher than the other latitudes in both the Northern and Southern Hemispheres and their frequency is increased remarkably in the winter season. Tropopause foldings in the Northern Hemisphere winter are seen as a relatively narrow band located in the subtropical latitude that surrounds zonally the whole Hemisphere, while in the summer season, foldings are concentrated in the subtropical region of the Eastern Hemisphere. Also, tropopause foldings occur mainly as shallow type in the subtropical region but as medium or deep ones in higher latitudes. Foldings in high latitudes are attributed to large-scale deformation fields, as noted by Holton and Hakim (2013), that are confirmed with water vapor satellite images, while the ageostrophic frontal circulations affect the tropopause deformation in mid latitudes.

The other noticeable point is that the Southwest Asia region has positive anomalous values of tropopause folding frequency annually, relative to the Northern Hemisphere mean. This can be partly due to the Rossby wave breaking as pointed out by Martius et al. (2007) and Gabriel and Peters (2008). These anomalous values of folding frequency change in different seasons and obtain their maximum amounts in the summer time. Two regions with the maximum value of the folding frequency more than 5 times the Northern Hemisphere mean, seen over Iran-Afghanistan and the eastern of the Mediterranean Sea that occurred in June. The increase of folding frequency in the Southwest Asia during the summer season can be related mainly to the formation and existence of the monsoon anticyclone over the subtropical region of the Indian Ocean (Tyrlis et al., 2013) and partly to the baroclinic instability events. Results of the case study relevant to tropopause foldings in June 2015 show the existence of two strong jet streams in the aforementioned regions. Also, in the meridional cross-sections of wind and PV fields two principal areas of tropopause folding are seen in the west and downward of the jet streams locations. As expected, the potential temperature maps indicate the existence of marked baroclinic regions associated with the tropopause foldings.

**Keywords:** tropopause folding, potential vorticity, potential temperature, Southwest of Asia, monsoon, baroclinic instability.

\* Corresponding author:

ahmadig@ut.ac.ir