

بررسی ارتباط تاوه قطبی پوشن سپهری با ساختار وردایست دینامیکی در منطقه جنوب غرب آسیا همراه با دو مطالعه موردی

نجمه برهانی^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*}، علیرضا محب‌الحجه^۳ و محمد میرزائی^۴

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

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

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

^۴استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۹/۲۱، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۷)

چکیده

نتایج پژوهش‌های انجام‌شده حاکی از آن است که پیش‌بینی‌پذیری وضع هوا در مقیاس‌های زمانی فراتر از دو هفته، با جفت‌شدگی دینامیکی بین گردش‌های وردسپهر و پوشن سپهر امکان‌پذیر است. بنابراین شناخت و درک کامل سازوکار جفت‌شدگی پوشن سپهر - وردسپهر، نیاز به مطالعات بیشتر و جامع‌تری دارد. هدف اصلی پژوهش حاضر، مطالعه این سازوکار با تمرکز بر منطقه جنوب غرب آسیا است. در این پژوهش، داده‌های روزانه بازتحلیل NCEP/NCAR از سال ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ به کاررفته است. منطقه بررسی‌شده، شامل ایران و مناطق واقع در غرب آن تا شرق دریای مدیترانه است. طی این دوره، ۴۲ رخداد تاوه قوی و ۴۶ رخداد تاوه ضعیف شناسایی شد. نتایج مربوط به سه کمیت وردایست مشتمل بر فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی نشان می‌دهد که طی رخدادهای تاوه قطبی ضعیف، بخش‌های زیادی از منطقه مورد مطالعه و ایران در ناحیه شکست امواج راسبی قرار داشتند و در نتیجه، آثار ناشی از تاوه‌ها بر این منطقه زیاد نیست. اما در رخدادهای تاوه قوی، عرض‌های بالاتر در منطقه مورد مطالعه و برخی نواحی از عرض‌های میانی آن، در محدوده درون تاوه واقع هستند؛ بنابراین به دنبال رخدادهای تاوه قوی می‌توان تغییرات ناشی از تاوه قطبی را در کمیت‌های وردایست بر فراز منطقه مورد مطالعه انتظار داشت. همچنین بررسی همبستگی بین شاخص تاوه قطبی تامپسون با سه کمیت وردایست فوق بیانگر همبستگی مستقیم میان فشار و همبستگی معکوس ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی با بی‌هنجاری شدت تاوه در منطقه ایران با تأخیرهای زمانی مختلف بین هشت تا ده روز است. به‌علاوه، بر مبنای نتایج، یکی از دلایل احتمالی ایجاد یا تقویت تاوه‌های وردایست و متعاقب آن چرخندزایی سطح زمین، تاوه قطبی پوشن سپهری است.

واژه‌های کلیدی: تاوه قطبی پوشن سپهر، وردایست، جنوب غرب آسیا، جفت‌شدگی دینامیکی

۱ مقدمه

مربوط به گرمایش پوشش سپهر در سال ۱۹۷۷ پایین آمده و به سطح زمین نیز رسیده‌اند. بالدوین و دانکرتون (۱۹۸۹) و (۲۰۰۱) نیز دریافته‌اند که بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در باد مداری ناحیه برون‌حاره‌ای پوشش سپهر به انتقال به سمت پایین تمایل دارند. بالدوین و دانکرتون (۲۰۰۱) نشان دادند که رویدادهای شدید پوشش سپهری، نظام‌های بی‌هنجار وضع هوای سطح را به‌دنبال دارند و می‌توانند تا دو ماه دوام داشته باشند. همچنین بی‌هنجاری بزرگ میدان باد در زمستان پوشش سپهر، یک تا دو هفته قبل از بی‌هنجاری NAO رخ می‌دهد. وجود این ارتباط بیانگر اثر کنترلی گردش پوشش سپهر بر گردش وردسپهر است.

تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) با توجه به جفت‌شدگی دینامیکی میان گردش‌های وردسپهری و پوشش سپهری به مطالعه پیش‌بینی‌پذیری رویدادهای بسیار سرد در عرض‌های میانی و بالا پرداختند. آنها نتیجه گرفتند که به‌دنبال شروع شرایط تاوه قطبی پوشش سپهری ضعیف، بیشتر خشکی‌های واقع در عرض‌های میانی و بالا به‌طور غیرعادی سرد می‌شوند، در حالی که شرق کانادا و شمال آفریقا به‌شدت گرم هستند. همچنین مناطق پرجمعیت مانند شرق آمریکای شمالی، اروپای شمالی و آسیای شرقی به‌دنبال شروع رخداد تاوه قطبی ضعیف، ۱ تا ۲ کلوین نسبت به تاوه قطبی قوی سردترند.

موهاناکومار (۲۰۰۸) شاخص AO را به‌صورت تابعی از ارتفاع و زمان بررسی کرد و نشان داد که الگوی مشخصه این نوسان در میانه پوشش سپهر پیش از الگوی متناظر آن در وردسپهر رخ می‌دهد. ضمناً زمان انتشار آن به سمت پایین متغیر و میانگین آن حدود سه هفته است. این انتشار رو به پایین همیشگی نیست، اما می‌تواند هم برای بی‌هنجاری‌های مثبت و هم برای بی‌هنجاری‌های منفی رخ دهد. کلوچی (۲۰۱۰) به بررسی چند مورد از سامانه‌های وضع هوای وردسپهری با هدف تعیین سهم نسبی فرایندهای پوشش سپهر در برابر فرایندهای وردسپهری در

مطالعات چند دهه اخیر نشان داده است که علاوه‌بر وردسپهر، پوشش سپهر نیز فعالانه در فرایندهای هواشناختی سطح زمین نقش دارد. از یک‌طرف، جریان‌ها و گردش‌های وردسپهری تحت تأثیر گردش‌های پوشش سپهری است (کیروز، ۱۹۸۰؛ هینز و همکاران، ۱۹۹۱ و بالدوین و همکاران، ۲۰۰۷) و از طرف دیگر، آشفتگی‌های حاصل از تغییر در گردش‌های وردسپهری بر شارش در پوشش سپهر اثرگذار است (پولوانی و واف، ۲۰۰۴). برجسته‌ترین ویژگی پوشش سپهر، تاوه قطبی (Polar vortex) است. این تاوه یک گردش چرخندی بزرگ‌مقیاس است که در زمستان هر دو نیمکره و در فاصله بین عرض‌های ۵۰ تا ۹۰ درجه و درگستره‌ای بالاتر از وردایست (تقریباً ۱۰۰ hPa) تا میان‌سپهر (بالاتر از ۱hPa) به‌دلیل فقدان دریافت تابش خورشیدی شکل می‌گیرد (ماتسونو، ۱۹۷۱ و رن و کای، ۲۰۰۶). تاوه قطبی در پاییز شکل می‌گیرد، در زمستان به بیشترین شدت خود می‌رسد و در اواخر زمستان یا اوایل بهار از بین می‌رود. هنگامی که امواج راسبی وردسپهری در مقیاس سیاره‌ای، انرژی کافی داشته باشند، به پوشش سپهر نفوذ می‌کنند. برهم‌کنش امواج وردسپهری و شارش میانگین در پوشش-سپهر سبب تضعیف و در بعضی از موارد، واپاشی تاوه قطبی می‌شود و به‌دنبال آن، شارش‌های شرقی حاصل از واپاشی تاوه موجب منتشر نشدن امواج وردسپهری در پوشش سپهر می‌شوند (پولوانی و واف، ۲۰۰۴). به‌این ترتیب، با سازوکار واهلش تابشی، دوباره تاوه قطبی شکل می‌گیرد (پرل‌ویتز و گرف، ۱۹۹۵) و تاوه دستخوش نوسان بین دو حالت قوی و ضعیف می‌شود. چرخه نوسان تاوه قطبی، یکی از نمودهای برجسته برهم‌کنش پوشش سپهر و وردسپهر است (ماتسونو، ۱۹۷۱).

کیروز (۱۹۸۰) با ارائه شواهدی از تأثیر پوشش سپهر بر وردسپهر بیان کرد که بی‌هنجاری‌های گردش و اچرخندی

دادند پس از رویداد تاوه قطبی ضعیف، بیشتر نقاط نسبت به تاوه قطبی قوی با افزایش رطوبت نسبی همراه هستند. در پژوهشی دیگر، میررکنی و همکاران (۱۳۹۲) نقش پوشن سپهری در بی‌هنجاری‌های دو زمستان ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ در منطقه ایران بررسی کردند و با مقایسه مقادیر واریانس بین این دو زمستان به این نتیجه رسیدند که در زمستان ۱۳۸۶، واریانس مُد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع در تراز ۱۰ hPa بزرگ‌تر از مقدار مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است که این امر بیانگر قوی‌تر بودن تاوه قطبی در این تراز در زمستان ۱۳۸۶ است. وجود تاوه قطبی قوی‌تر در زمستان ۱۳۸۶ و رخداد‌های گرمایش ضعیف، با بروز زمستانی سرد در منطقه شامل ایران همراه بوده است. از سوی دیگر، وجود تاوه قطبی به نسبت ضعیف در زمستان ۱۳۸۸، گرمایش زودرس و انتقال الگوی دوقطبی دما به عرض‌های بالاتر، موجب بروز زمستانی گرم در منطقه و ایران شده است. همچنین با استفاده از نتایج توابع متعامد تجربی و فریافت‌های اولیه نشان داده شد که وقوع (فقدان) گرمایش ناگهانی ضعیف یا قوی در اثنای زمستان، موجب جابه‌جایی الگوی دوقطبی هوای سرد به عرض‌های پایین‌تر (بالاتر) و در نتیجه بروز زمستان سرد (گرم) در منطقه می‌شود. از مطالعات مربوط به وردایست نیز می‌توان به کار چنگیزی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره کرد. آنها با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR به بررسی اقلیم‌شناختی ساختار وردایست دینامیکی برای منطقه ایران پرداختند و نشان دادند از نظر الگوهای آماری حاکم بر داده‌های اصلی و پیش‌بینی‌های فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست دینامیکی، مناطق شرق و غرب ایران بیشترین شباهت را به کل ایران دارند و به نوعی این دو منطقه، مانند منطقه گذار میان عرض‌های شمالی و جنوبی ایران عمل می‌کنند. آنها همچنین با استفاده از یک روش فرایابی در دو مقیاس متفاوت نشان دادند که آشفتگی‌های موجود روی

تحول ارتفاع ژئوپتانسیلی آنها پرداخت. وی با در نظر گرفتن دو چرخند سطح دریا، یک واچرخند سطح دریا و یک واچرخند بندالی در میانه وردسپهر نشان داد که نقش پوشن سپهر ممکن است از نقش وردسپهر بیشتر باشد و حتی می‌تواند آثار مخالف وردسپهری را خنثی و بر آنها غلبه کند. در موارد مطالعه شده، واچرخندزایی میانه وردسپهر مرتبط با رویداد بندال به شدت وابسته به مشارکت پوشن سپهر بود و توجیه آن تنها با فرایندهای وردسپهری امکان نداشت.

واف و همکاران (۲۰۱۷) تأکید دارند که باید بین تاوه‌های قطبی وردسپهری و پوشن سپهری تمایز قائل شد. ساختار، تغییرات فصلی و دینامیک این دو نوع تاوه در همان پژوهش توضیح داده شده است. بنابر اظهار آنها تاوه‌های قطبی جزء پدیده‌های غیرمعمول و حدی نیستند، بلکه از سیماهای اساسی اقلیم زمین هستند. در واقع، رخداد پدیده‌های حدی در جو در مناطق گوناگون، مانند رخداد هوای سرد حدی در اوایل زمستان سال ۲۰۱۴ در ایالات متحده آمریکا را نباید ناشی از تغییرات بزرگ در گردش کلی جو دانست، بلکه رخداد آنها مربوط به جابه‌جایی محلی و گذرای لبه تاوه قطبی وردسپهری است. همچنین آنها نتیجه گرفته‌اند که در رخداد‌های وضع هوای سطح، تاوه وردسپهری ضمن وجود داشتن، نقش اصلی را هم ایفا می‌کند، حال آنکه تاوه پوشن سپهری در برخی موارد وجود دارد و اثر آن نیز کمتر و به صورت غیرمستقیم است.

عباس‌زاده اقدم و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشن سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا نتیجه گرفتند که به دنبال رویداد تاوه قطبی ضعیف، از یک سو دمای میانگین روزانه سطح زمین در بیشتر نقاط منطقه نسبت به حالت قوی تاوه قطبی کاهش می‌یابد و از سوی دیگر، تعداد رویداد‌های سرد شمارش شده در کل منطقه نیز کمتر می‌شود. آنها همچنین نشان

کیفیت خوبی ندارند (یانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، در پژوهش حاضر دوره زمانی ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ انتخاب شده است. منطقه مورد بررسی، جنوب غرب آسیا از عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۳۵ تا ۶۵ درجه شرقی را دربرمی گیرد که شامل ایران نیز هست. تفکیک مکانی افقی داده‌ها، $2/5 \times 2/5$ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی است که برای بررسی پدیده‌های بزرگ مقیاس مناسب است. با این تفکیک مکانی، در راستای مداری، ۱۴۴ و در راستای نصف‌النهاری، ۷۳ نقطه شبکه‌ای وجود دارد. همچنین در این مطالعه، سطح هم‌تاوایی پتانسیلی (Potential Vorticity Unit) ۲ PVU به‌عنوان وردایست دینامیکی فرض شده است (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵).

روش تشخیص رخداد‌های تاوه قطبی قوی و ضعیف در پژوهش حاضر، مشابه روش تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) است. در این روش، روز شروع رویداد تاوه قوی و ضعیف، روزی است که قدرمطلق مقادیر بی‌هنجاری روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی 10 hPa نسبت به میانگین اقلیمی ژانویه تا مارس که بین عرض‌های ۶۰ تا ۹۰ درجه شمالی میانگین‌گیری شده است، از دو برابر انحراف معیار اقلیمی ژانویه تا مارس بزرگ‌تر باشد. بدیهی است این بی‌هنجاری‌ها برای تاوه ضعیف، مثبت و برای تاوه قوی، منفی خواهند بود. شایان ذکر است بررسی کاملی درباره تأثیر تغییرات این مقدار آستانه بر تعداد روزها، فراوانی و دوام میانگین بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی انجام شده و درنهایت، براساس نتایجی مانند تامپسون و همکاران (۲۰۰۲)، آستانه ۲ در ارزیابی رویداد‌های تاوه به‌کاررفته است. برای تحلیل و درک ارتباط ساختار وردایست با تاوه قطبی، ابتدا بر مبنای آستانه ۲ و با شرط حداقل فاصله ۶۰ روز بین دو رخداد (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۸۹ و ۲۰۰۱)، تاوه‌های قوی و ضعیف در دوره مورد بررسی شناسایی شدند و تاریخ‌های متناظر با این رخدادها به‌دست آمد. با

وردایست به دو نوع چرخندی و واچرخندی تقسیم می‌شوند و بیشترین آشفتگی‌های چرخندی و واچرخندی روی این سطح به‌ترتیب در مناطق جنوب شرق و شمال غرب ایران است.

بر مبنای مطالعات نظری و مشاهداتی بیان‌شده، انتظار می‌رود که هرگونه اثر پوشن‌سپهر بر وردسپهر ابتدا با تغییر وردایست انجام گیرد. درواقع این ساختار وردایست است که متأثر از تغییرات پوشن‌سپهر می‌شود و پس از آن جریانات و پدیده‌های وردسپهر تحت تأثیر وردایست قرار می‌گیرند و بنابراین مطالعه دینامیکی ساختار وردایست به‌عنوان فصل مشترک وردسپهر و پوشن‌سپهر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از این‌رو در پژوهش حاضر به بررسی ارتباط بین تاوه قطبی پوشن‌سپهری و ساختار وردایست دینامیکی طی دوره ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ پرداخته شده است.

ساختار مقاله حاضر به این‌گونه است که داده‌ها و روش تحقیق، در بخش ۲ شرح داده می‌شود. در بخش سوم به شناسایی رخداد‌های تاوه قطبی، بررسی بی‌هنجاری کمیت‌های وردایست در دوره‌های تاوه قطبی قوی و ضعیف و همچنین ارائه نتایج دو مطالعه موردی از رخداد‌های تاوه قطبی پرداخته می‌شود. درنهایت، بخش ۴ به جمع‌بندی و نتیجه‌گیری اختصاص دارد.

۲ داده‌ها و روش تحقیق

در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل روزانه مربوط به مراکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش‌های جوّی آمریکا موسوم به NCEP/NCAR (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) شامل میدان‌های فشار، دما، سرعت باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۱۷ سطح فشاری (از ۱۰۰۰ تا ۱۰ ارتفاع هکتوپاسکال) از سال ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ استفاده شده است. از آنجا که داده‌های بازتحلیل قبل از سال ۱۹۶۸ در منطقه آسیا به دلیل تعداد کم و خطا در داده‌های فشار سطحی

در سطوح فشاری (از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰ hPa) محاسبه و سپس میدان تاوایی پتانسیلی روی سطوح همدمای پتانسیلی درون یابی شد. در بخش نتایج، برای رعایت اختصار، تنها شکل مربوط به تراز ۳۵۰ کلونین ارائه می شود.

در مرحله بعد، تحول زمانی وردایست حول روز بیشینه رخداد تاوه قطبی بررسی شده است. به این منظور، روزی که بیشینه بی‌هنجاری شاخص تامپسون (متناظر با شدت تاوه) را دارد، به عنوان قله یا روز صفر در نظر گرفته شد و بدون توجه به اینکه مقادیر متناظر با شدت در چه روزی از آستانه خارج می شود، الگوهای وردایست در طی چرخه زندگی تاوه ترسیم و تحلیل شد. گفتنی است در ارائه نتایج، روزهای قبل قله با علامت منفی و روزهای پس از آن با علامت مثبت نشان داده شده است. در ادامه، ضرایب همبستگی تأخیری بین شاخص تاوه قطبی (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲) و سه کمیت وردایست برای تاوه قوی ۱۹۷۴ طی روزهای مختلف حول روز بیشینه بی‌هنجاری (روز صفر) محاسبه و نقشه آنها در بخش ۳ ارائه شده است. ضریب همبستگی که معیاری از نوع همبستگی و میزان ارتباط بین دو کمیت است، از رابطه زیر به دست می آید (پیرسون، ۱۸۹۵):

$$C_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

که X و Y دو کمیت مختلف با تعداد N دیدبانی مورد بررسی است. \bar{X} و \bar{Y} میانگین این دو کمیت طی رخداد تاوه قطبی سال ۱۹۷۴ هستند.

۳ نتایج

۳-۱ شناسایی رخداد های تاوه قطبی قوی و ضعیف با در نظر گرفتن شرایط یاد شده در بخش پیش، ۴۲ رخداد مربوط به تاوه قطبی قوی و ۴۶ رخداد مربوط به تاوه ضعیف شناسایی شد که جزئیات آنها در جدول ۱ آورده شده است. تمامی رخدادها در ماه های ژانویه، فوریه،

در نظر گرفتن شرایط فوق، ۴۲ رخداد مربوط به تاوه قطبی قوی و ۴۶ رخداد مربوط به تاوه ضعیف شناسایی شد. در ادامه، نقشه های بی‌هنجاری کمیت های وردایست دینامیکی شامل فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی برای تاوه های قوی و ضعیف در روز بیشینه از چرخه زندگی هر رخداد تاوه قطبی، ترسیم و تحلیل شد. برای تعیین بی‌هنجاری هریک از کمیت های اشاره شده، ابتدا میانگین بلند مدت آن کمیت طی زمستان های دوره مورد مطالعه، محاسبه و سپس این مقدار از میانگین دوره های قوی یا ضعیف تاوه قطبی کسر شد.

در ادامه پژوهش حاضر، برای بررسی دقیق تر موضوع، رخداد های حدی حذف و تنها تاوه های با دوام بین ۹ تا ۴۰ روز حفظ شدند. به این ترتیب، دوره تاوه قوی شامل ۳۹ رخداد با دوام میانگین حدود ۱۸ روز و دوره تاوه ضعیف شامل ۳۶ رخداد با دوام میانگین حدود ۲۰ روز به دست آمد که در مجموع مشتمل بر ۷۲۵ روز تاوه قوی و ۷۴۰ روز تاوه ضعیف است. سپس یک نمونه از قوی ترین و یک نمونه از ضعیف ترین رخداد های باقی مانده با بیشینه بی‌هنجاری و بالاترین دوام ها برای مطالعه موردی انتخاب شد. رخداد تاوه قوی مربوط به روزهای ۱۷ ام تا ۵۰ ام سال ۱۹۷۴ با دوام ۳۴ روز و روز بیشینه ۳۶ ام و رخداد تاوه ضعیف مربوط به روزهای ۲۱ ام تا ۵۴ ام سال ۲۰۰۹ با دوام ۲۹ روز و روز بیشینه ۲۹ ام است. برای اطلاع بیشتر از ساختار تاوه قطبی پوشن سپهری، تاوایی پتانسیلی روی سطوح همدمای پتانسیلی نیز محاسبه و نتایج ترسیم شد. بر اساس مقدار و شیو تاوایی پتانسیلی می توان تاوه قطبی را به سه منطقه درون تاوه، لبه تاوه و بیرون تاوه تقسیم بندی کرد. از آنجاکه نحوه عمل تاوه قطبی در هریک از این مناطق متفاوت است، اطلاع از اینکه منطقه مورد بررسی در کدام یک از این سه منطقه واقع است، در تحلیل نتایج حائز اهمیت است. در این بخش از کار با استفاده از داده های روزانه دما و سرعت افقی، تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل

مارس، آوریل، نوامبر و دسامبر هستند. ماه دسامبر با ۲۳ و
ماه آوریل با ۳ مورد به ترتیب بیشترین و کمترین تعداد رخداد را دارند.

جدول ۱. رویدادهای تاوه قطبی قوی و ضعیف از سال ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵.

تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال
تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال	تاریخ رویداد	روز شروع در سال
ژانویه ۱۹۶۸	۱	ژانویه ۱۹۸۰	۲۶	ژانویه ۱۹۹۲	۱۱	ژانویه ۱۹۹۳	۲۳	ژانویه ۱۹۸۰	۲۲
مارس ۱۹۶۸	۶۴	دسامبر ۱۹۸۰	۳۴۹	مارس ۱۹۹۲	۸۴	مارس ۱۹۹۲	۱۸	دسامبر ۱۹۸۰	۲
نوامبر ۱۹۶۸	۳۲۵	فوریه ۱۹۸۱	۴۴	ژانویه ۱۹۹۳	۱۳	ژانویه ۱۹۹۳	۵	فوریه ۱۹۸۱	۴۲
مارس ۱۹۶۹	۷۲	دسامبر ۱۹۸۱	۳۳۸	دسامبر ۱۹۹۳	۳۶۳	دسامبر ۱۹۹۳	۴	دسامبر ۱۹۸۱	۱
دسامبر ۱۹۶۹	۳۵۸	آوریل ۱۹۸۲	۱۱۳	فوریه ۱۹۹۴	۵۹	فوریه ۱۹۹۴	۶	آوریل ۱۹۸۲	۸
ژانویه ۱۹۷۱	۱۰	ژانویه ۱۹۸۳	۶	دسامبر ۱۹۹۴	۳۴۵	دسامبر ۱۹۹۴	۱۴	ژانویه ۱۹۸۳	۲۳
ژانویه ۱۹۷۲	۲۳	مارس ۱۹۸۳	۶۸	فوریه ۱۹۹۵	۴۱	فوریه ۱۹۹۵	۷	مارس ۱۹۸۳	۱۲
دسامبر ۱۹۷۲	۳۳۶	ژانویه ۱۹۸۴	۶	دسامبر ۱۹۹۵	۳۵۰	دسامبر ۱۹۹۵	۵	ژانویه ۱۹۸۴	۶
ژانویه ۱۹۷۳	۳۰	مارس ۱۹۸۴	۶۷	نوامبر ۱۹۹۶	۳۲۵	نوامبر ۱۹۹۶	۱۶	مارس ۱۹۸۴	۲۱
نوامبر ۱۹۷۳	۳۵۰	دسامبر ۱۹۸۴	۳۶۰	ژانویه ۱۹۹۷	۳۰	ژانویه ۱۹۹۷	۷	دسامبر ۱۹۸۴	۲
فوریه ۱۹۷۴	۴۶	مارس ۱۹۸۵	۸۶	آوریل ۱۹۹۷	۹۱	آوریل ۱۹۹۷	۴	مارس ۱۹۸۵	۷
نوامبر ۱۹۷۴	۳۲۷	فوریه ۱۹۸۶	۵۵	دسامبر ۱۹۹۷	۳۵۴	دسامبر ۱۹۹۷	۸	فوریه ۱۹۸۶	۶
فوریه ۱۹۷۵	۴۹	ژانویه ۱۹۸۷	۱۸	دسامبر ۱۹۹۸	۳۴۶	دسامبر ۱۹۹۸	۴۰	ژانویه ۱۹۸۷	۷
دسامبر ۱۹۷۵	۳۵۸	نوامبر ۱۹۸۷	۳۲۳	فوریه ۱۹۹۹	۴۲	فوریه ۱۹۹۹	۶	نوامبر ۱۹۸۷	۸
فوریه ۱۹۷۶	۵۴	ژانویه ۱۹۸۸	۱۹	دسامبر ۱۹۹۹	۳۶۳	دسامبر ۱۹۹۹	۳۶	ژانویه ۱۹۸۸	۱۰
نوامبر ۱۹۷۶	۳۲۷	مارس ۱۹۸۸	۸۰	فوریه ۲۰۰۰	۵۹	فوریه ۲۰۰۰	۶	مارس ۱۹۸۸	۲
ژانویه ۱۹۷۷	۲۲	دسامبر ۱۹۸۸	۳۵۹	نوامبر ۲۰۰۰	۳۲۲	نوامبر ۲۰۰۰	۸	دسامبر ۱۹۸۸	۹
دسامبر ۱۹۷۷	۳۵۰	فوریه ۱۹۸۹	۵۴	فوریه ۲۰۰۱	۳۶	فوریه ۲۰۰۱	۲۶	فوریه ۱۹۸۹	۲
ژانویه ۱۹۷۹	۱	دسامبر ۱۹۸۹	۳۵۷	آوریل ۲۰۰۱	۹۷	آوریل ۲۰۰۱	۹	دسامبر ۱۹۸۹	۱
مارس ۱۹۷۹	۶۲	مارس ۱۹۹۰	۶۹	دسامبر ۲۰۰۱	۳۵۶	دسامبر ۲۰۰۱	۶	مارس ۱۹۹۰	۱۳
نوامبر ۱۹۷۹	۳۳۰	ژانویه ۱۹۹۱	۲۲	ژانویه ۲۰۰۳	۱۵	ژانویه ۲۰۰۳	۱	ژانویه ۱۹۹۱	۴
دسامبر ۲۰۰۳	۳۵۴	دسامبر ۲۰۰۸	۳۶۵	ژانویه ۲۰۱۳	۲۴	ژانویه ۲۰۱۳	۲	دسامبر ۲۰۰۸	۱۲
مارس ۲۰۰۴	۸۴	مارس ۲۰۰۹	۸۷	مارس ۲۰۱۳	۸۵	مارس ۲۰۱۳	۲۱	مارس ۲۰۰۹	۱۷
دسامبر ۲۰۰۴	۳۵۲	نوامبر ۲۰۰۹	۳۲۱	دسامبر ۲۰۱۳	۳۳۵	دسامبر ۲۰۱۳	۱	نوامبر ۲۰۰۹	۱۵
فوریه ۲۰۰۵	۴۷	ژانویه ۲۰۱۰	۱۷	مارس ۲۰۱۴	۸۷	مارس ۲۰۱۴	۲	ژانویه ۲۰۱۰	۱
ژانویه ۲۰۰۶	۹	ژانویه ۲۰۱۱	۲۱	ژانویه ۲۰۱۵	۲	ژانویه ۲۰۱۵	۹	ژانویه ۲۰۱۱	۳۰
دسامبر ۲۰۰۶	۳۳۸	مارس ۲۰۱۱	۸۲	مارس ۲۰۱۵	۶۳	مارس ۲۰۱۵	۱۲	مارس ۲۰۱۱	۷
فوریه ۲۰۰۷	۵۵	نوامبر ۲۰۱۱	۳۲۶	دسامبر ۲۰۱۵	۳۳۷	دسامبر ۲۰۱۵	۲۸	نوامبر ۲۰۱۱	۵
دسامبر ۲۰۰۷	۳۶۰	ژانویه ۲۰۱۲	۲۲				۴	ژانویه ۲۰۱۲	۱
فوریه ۲۰۰۸	۵۶	نوامبر ۲۰۱۲	۳۲۹				۳	نوامبر ۲۰۱۲	۹

یکسان بودن علامت بی‌هنجاری فشار وردایست در شکل‌های ۱-الف و ۱-ب است که نشان از تغییرات همسوی این کمیت در بیشتر مناطق طی دوره‌های تاوه قوی و ضعیف دارد. همچنین مشاهده می‌شود که بی‌هنجاری فشار وردایست نسبت به هریک از دو راستای مداری و نصف‌النهاری الگوی منظمی ندارد ولی به‌طور کلی، به استثنای منطقه روسیه، با افزایش عرض جغرافیایی، شدت بی‌هنجاری‌ها افزایش می‌یابد که این امر با توجه به تأثیرپذیری بیشتر عرض‌های بالا از تاوه قطبی پوشن سپهری، دور از انتظار نیست.

شکل‌های ۱-ج و ۱-د به ترتیب بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست را برای روز بیشینه از چرخه زندگی تاوه‌های قوی و ضعیف نشان می‌دهند. در اینجا، بی‌هنجاری مثبت (منفی) به معنای افزایش (کاهش) ارتفاع و بالا آمدن (پایین آمدن) سطح وردایست نسبت به میانگین بلندمدت در دوره مورد مطالعه است. براساس شکل ۱-ج می‌توان گفت به‌طور کلی با افزایش عرض جغرافیایی، افزایش بی‌هنجاری ارتفاع وجود دارد؛ به عبارت دیگر، تغییرات ارتفاع وردایست در دوره تاوه‌های قوی نسبت به میانگین بلندمدت، در عرض‌های بالا بزرگ‌تر و در جهت کاهش و پایین آمدن سطح وردایست است. مطابق شکل ۱-د که مربوط به بی‌هنجاری ارتفاع وردایست در روزهای بیشینه دوره‌های تاوه ضعیف است، بزرگ‌ترین بی‌هنجاری در مرکز دریای مدیترانه، ناحیه کوچکی از چین و شمال اروپا به میزان ۶۰۰- تا ۱۰۰۰ ژئوپتانسیل‌متر قرار دارد. پس از آن می‌توان بی‌هنجاری شمال شبه‌جزیره عربستان به مقدار ۶۰۰+ ژئوپتانسیل‌متر را نام برد. در ناحیه خلیج فارس و شبه‌جزیره عربستان تا غرب دریای سرخ نیز بی‌هنجاری ۲۰۰+ تا ۶۰۰+ ژئوپتانسیل‌متر دیده می‌شود. همچنین بی‌هنجاری منفی ارتفاع با همین مقادیر بر شمال اروپا، دریای خزر تا دریای مدیترانه و شرق آفریقا و چین حاکم است. با مقایسه دو شکل ۱-ج

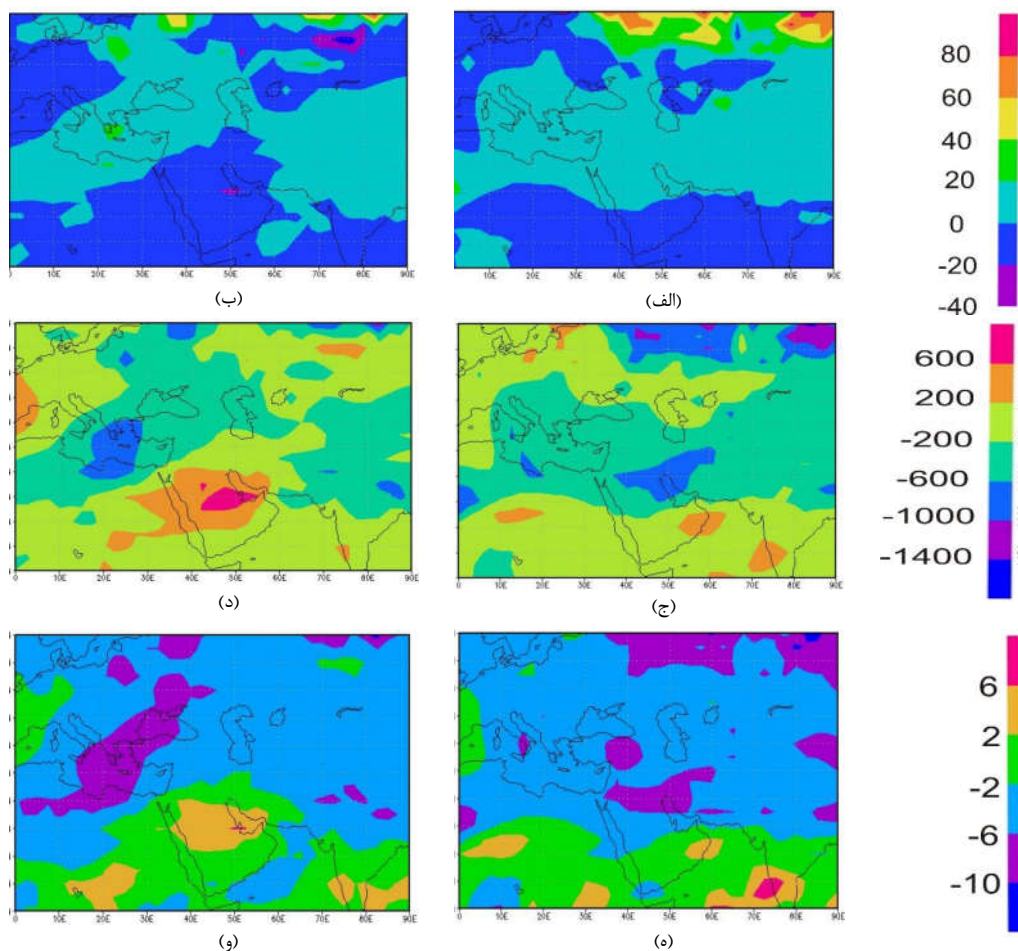
۲-۳ بی‌هنجاری کمیت‌های وردایست در دوره‌های زمانی تاوه‌های قطبی قوی و ضعیف

در شکل ۱ بی‌هنجاری فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست برای تاوه‌های قطبی قوی و ضعیف در روز بیشینه از چرخه زندگی آنها ارائه شده است. مطابق شکل ۱-الف، در روزهای بیشینه دوره‌های تاوه قوی، بیشترین بی‌هنجاری مثبت به مقدار ۸۰ هکتوپاسکال روی روسیه مشاهده می‌شود. به‌علاوه، مناطق گسترده‌ای شامل عرض‌های جنوبی از هند تا شبه‌جزیره عربستان، دریای سرخ، آفریقا و همچنین شمال شرق اروپا تا دریای سیاه و ناحیه‌ای واقع بر روی دریای خزر و شرق آن را بی‌هنجاری ۲۰- هکتوپاسکال دربرگرفته است. در سایر نواحی از غرب چین تا شمال آفریقا و دریای مدیترانه، بی‌هنجاری ۲۰+ هکتوپاسکال به چشم می‌خورد. مناطق بی‌هنجاری منفی فشار وردایست به معنای کاهش فشار وردایست نسبت به میانگین بلندمدت در محدوده مورد بررسی است؛ البته میزان این کاهش در شکل ۱-الف زیاد نیست. الگوی بی‌هنجاری فشار وردایست در روزهای بیشینه دوره‌های تاوه ضعیف (شکل ۱-ب)، مقادیر کمی از بی‌هنجاری به میزان ۲۰- تا ۲۰+ هکتوپاسکال را در بیشتر مناطق نشان می‌دهد. در عرض‌های بالاتر، مقدار بی‌هنجاری بزرگ‌تر و مثبت است. دو مرکز بی‌هنجاری مثبت، یکی واقع بر دریای مدیترانه و دیگری روی اروپا به میزان ۲۰ تا ۴۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. ناحیه کوچکی در جنوب خلیج فارس واقع بر شبه‌جزیره عربستان، بی‌هنجاری ۲۰- تا ۴۰- هکتوپاسکال دارد. همچنین در جنوب خزر و روی نواحی مرکزی و غرب ایران و خلیج فارس بی‌هنجاری منفی فشار به میزان حداکثر ۲۰ هکتوپاسکال وجود دارد. در مجموع می‌توان گفت در محدوده مورد مطالعه، میزان تغییرات فشار وردایست در روزهای بیشینه مربوط به دوره‌های تاوه قوی و ضعیف نسبت به میانگین بلندمدت زیاد نیست. نکته درخور توجه،

۱۰- تا ۶+ کلوین است. بیشترین بی‌هنجاری منفی روی روسیه، غرب چین، نواحی مرکزی ایران، شمال شبه‌جزیره عربستان، ترکیه و ناحیه کوچکی در آفریقا و مدیترانه قرار دارد. در ناحیه وسیعی از جمله دریای خزر و شرق ایران، بی‌هنجاری ۲- تا ۶- کلوین به چشم می‌خورد. از سوی دیگر، مراکز در آفریقا، شرق شبه‌جزیره عربستان، هند و اقیانوس هند، بی‌هنجاری مثبت دمای پتانسیلی بین ۲ تا ۶ کلوین دارند. در عرض‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه، در

۱- و ۰- د، می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات ارتفاع وردایست در دوره تاوهای قوی و ضعیف، نسبت به میانگین بلندمدت، در بیشتر مناطق رفتار یکسانی دارند و در هر دو دوره، در عرض‌های میانی از جمله ایران، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست رخ می‌دهد، هرچند میزان آن ممکن است چندان بزرگ نباشد.

در الگوی بی‌هنجاری دمای پتانسیلی مربوط به روز بیشینه از چرخه زندگی تاوه قطبی قوی (شکل ۱-ه)، مشاهده می‌شود که گستره بی‌هنجاری دمای پتانسیلی از



شکل ۱. بی‌هنجاری کمیت‌های وردایست شامل (الف) و (ب) فشار برحسب هکتوپاسکال، (ج) و (د) ارتفاع ژئوپتانسیلی برحسب ژئوپتانسیل‌متر (ه) و (و) دمای پتانسیلی برحسب کلوین. شکل‌های (الف)، (ج) و (ه) مربوط به چرخه زندگی تاوهای قطبی قوی و شکل‌های (ب)، (د) و (و) مربوط به تاوهای ضعیف هستند.

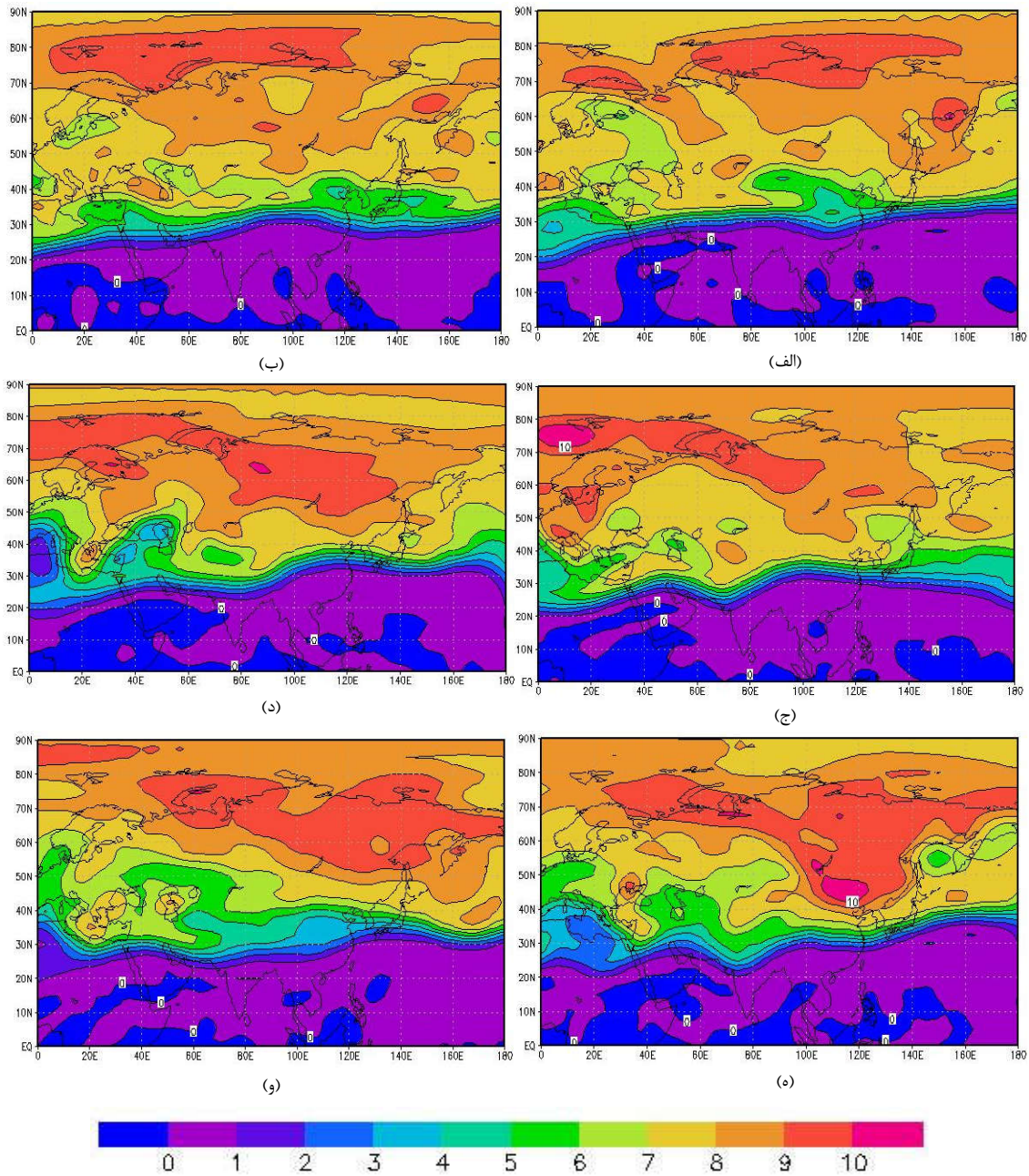
عرض‌های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی، شیو شدید تاوایی پتانسیلی دیده می‌شود و لبه تاوه در این محدوده واقع است. به این ترتیب، لبه تاوه از مرکز ایران می‌گذرد و نواحی بالاتر درون تاوه قرار دارند. قسمت‌های زیادی از ایران در محدوده منطقه شکست امواج راسبی (surf zone) واقع هستند (شکل ۲). در غرب ایران، لبه تاوه از پایین دریای مدیترانه می‌گذرد و در شرق ایران، لبه تاوه از عرض‌های بالاتری عبور می‌کند. همچنین مشاهده می‌شود که توزیع تاوایی پتانسیلی روی ایران مداری‌تر از اطراف آن است. در روز صفر از شکل ۲، شیوهای تاوایی پتانسیلی اندکی ضعیف‌تر شده است، اما در روز ۲+، شیو لبه، تقویت و لبه تاوه حالت موج گونه‌ای به خود گرفته است. ناوه این موج در شرق ایران و پشته آن در قسمت‌های غربی ایران قرار دارد. در روز ۴+ می‌توان دید که تاوه قطبی به تدریج از غرب در حال تغییر شکل است و این روند تا روز ۱۰+ ادامه دارد. با توجه به مطالب فوق می‌توان گفت که عرض‌های جنوبی‌تر ایران بیرون از منطقه تأثیر تاوه قطبی قرار دارند و در نتیجه می‌توان یکسان بودن الگوی میانگین بلندمدت کمیت‌های وردایست و میانگین آنها را در دوره‌های تاوه قوی و ضعیف در این عرض‌های جغرافیایی توجیه کرد.

چرخه زندگی متناظر برای تاوه قطبی ضعیف سال ۲۰۰۹ در شکل ۳ ارائه شده است. یکی از شاخص‌های مهم برای تشخیص شدت و ضعف تاوه قطبی، مساحت سطحی است که تاوه قطبی در برمی‌گیرد. در این مقایسه، مطابق انتظار، تاوه قطبی ضعیف مساحت کمتری دارد و لبه تاوه در عرض‌های بالاتری نسبت به شکل ۲ واقع است. در روز ۲-، موجی روی لبه تاوه دیده می‌شود که در روزهای بعد نیز همچنان فعال است. در روز ۱۰+، ناوه‌ای روی ایران و پشته‌ای در غرب آن تشکیل و سبب گسترش پایین‌سوی لبه تاوه در قسمت‌های جنوبی ایران تا عرض ۲۰ درجه شمالی شده است.

بسیاری از مناطق مقادیر بی‌هنجاری درخور توجه نیست. همچنین در الگوی دمای پتانسیلی وردایست در روزهای پیشینه تاوه‌های قطبی ضعیف، دیده می‌شود که بر فراز خلیج فارس، شبه‌جزیره عربستان تا شرق دریای سرخ، ناحیه‌ای از اقیانوس هند و کشور هند و قسمتی از آفریقا، بی‌هنجاری مثبت به میزان ۲ تا ۶ کلوین و در سایر نواحی به همین میزان بی‌هنجاری منفی حاکم است (شکل ۱-و). بیشترین بی‌هنجاری منفی مربوط به ناحیه‌هایی از اروپا، دریای سیاه، مدیترانه، شمال آفریقا و غرب چین با مقادیری بین ۶ تا ۱۰ کلوین است. به‌طور کلی می‌توان گفت دمای پتانسیلی وردایست در بیشتر مناطق نسبت به میانگین بلندمدت کاهش دارد. نکته دیگر آنکه الگوی بی‌هنجاری دمای پتانسیلی وردایست در چرخه زندگی تاوه‌های ضعیف (شکل ۱-و)، شباهت زیادی با الگوی آن در چرخه زندگی تاوه‌های قوی دارد (شکل ۱-ه). این دو الگو نشان‌دهنده ۲ تا ۶ کلوین کاهش دمای پتانسیلی وردایست نسبت به میانگین بلندمدت در بیشتر مناطق واقع در عرض‌های میانی و بالا از جمله جنوب غرب آسیا است.

۳-۳ مطالعه موردی تاوه‌های قطبی قوی و ضعیف

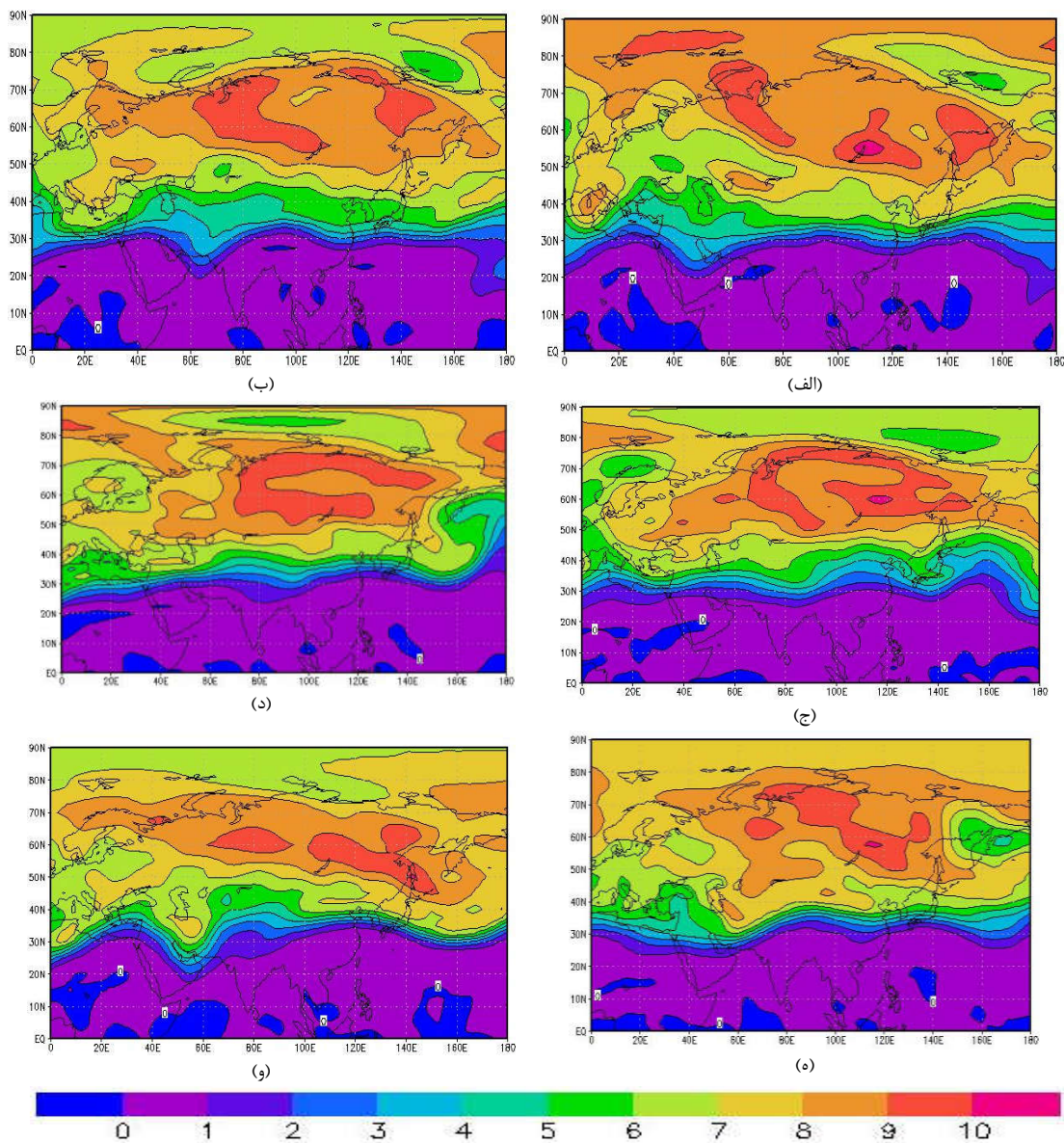
۳-۳-۱ تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح ۳۵۰ کلوین پس از حذف رخدادهای تاوه‌های قطبی با دوام کمتر از ۹ روز و بیشتر از ۴۰ روز، از بین تاوه‌های باقی‌مانده، تاوه قوی سال ۱۹۷۴ و تاوه ضعیف سال ۲۰۰۹ به ترتیب به عنوان قوی‌ترین و ضعیف‌ترین تاوه در دوره مورد مطالعه انتخاب شدند. بخشی از چرخه زندگی تاوه قوی سال ۱۹۷۴ برحسب تاوایی پتانسیلی در شکل ۲ ارائه شده است. در این شکل، قسمت‌های جنوبی حوزه از استوا تا عرض ۲۰ درجه شمالی، تاوایی پتانسیلی کمتر از ۲ PVU دارند و بیرون از تاوه قرار می‌گیرند. تاوایی پتانسیلی قسمت‌های شمالی حوزه بین عرض ۴۰ درجه شمالی تا قطب، ۶ PVU تا ۱۰ PVU است که مربوط به درون تاوه است. در



شکل ۲. تاوایی پتانسیلی در سطح ۳۵۰ کلوم برای رخداد تاوه قوی سال ۱۹۷۴ (بازه پربندی ۱ PVU معادل $10^{-6} \text{ m}^2\text{K}/(\text{skg})$ است).

عرض‌های شمالی و برخی نواحی از عرض‌های میانی در ناحیه درون تاوه واقع شده‌اند و به‌طور مستقیم متأثر از آثار این تاوه هستند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که پس از رخداد تاوه قطبی پوشش سپهری قوی باید تغییرات

طی رخداد تاوه ضعیف سال ۲۰۰۹ بخش‌های زیادی از کشور ایران در منطقه شکست امواج راسبی قرار گرفت؛ در نتیجه آثار مستقیم ناشی از خود تاوه بر منطقه ایران چشمگیر نیست. در مقابل، در مورد تاوه قوی سال ۱۹۷۴،



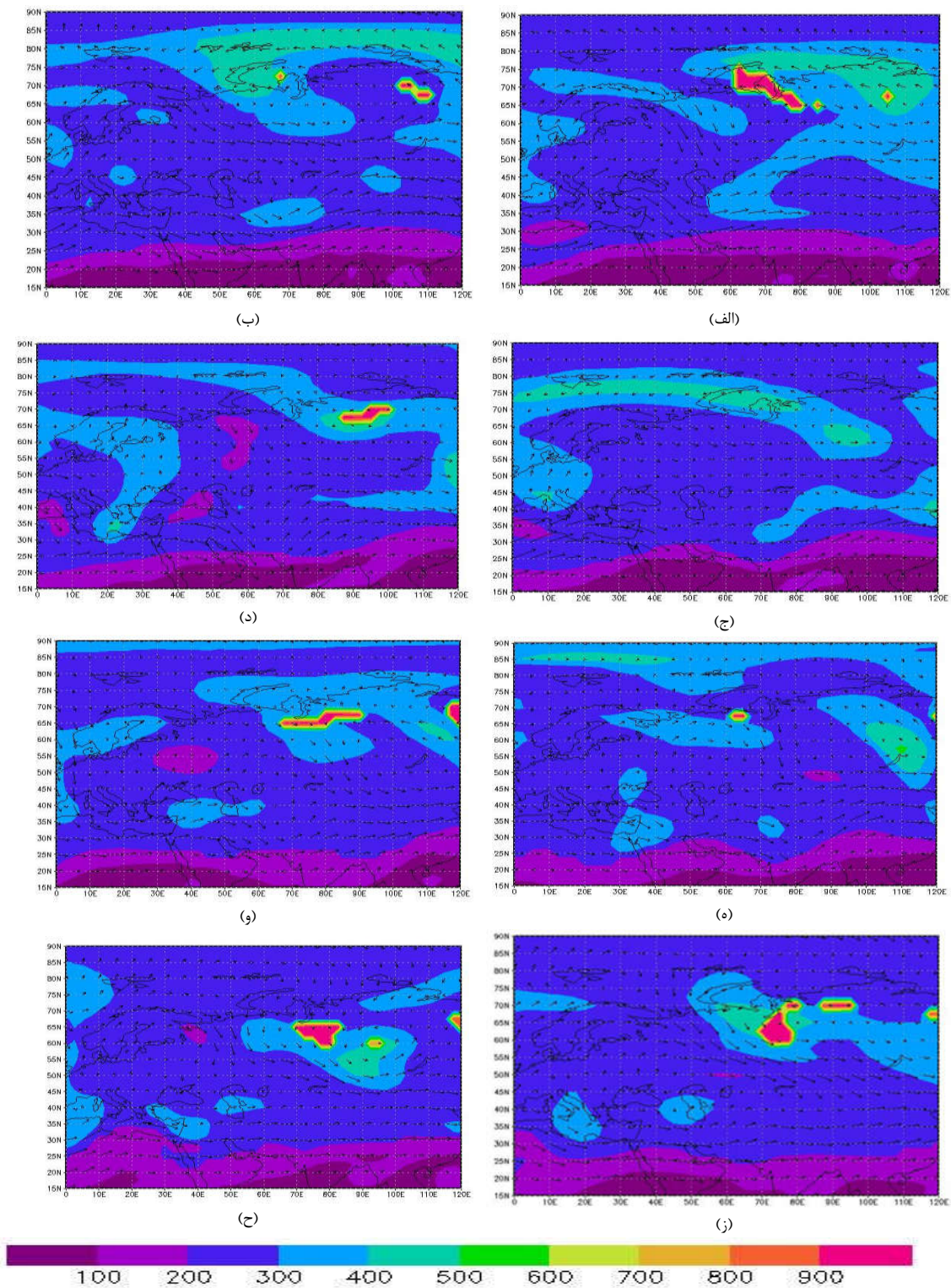
شکل ۳. تاوایی پتانسیلی در سطح ۳۵۰ کلون برای رخداد تاوه ضعیف سال ۲۰۰۹.

اختصاراً، از دو روز پیش از روز بیشینه (روز صفر) تا ده روز پس از روز بیشینه بی‌هنجاری شدت تاوه بررسی می‌شود (به ترتیب شکل‌های ۴ تا ۶).

در شکل ۴ مربوط به روز ۲-، فشار وردایست گستره‌ای از ۱۰۰ هکتوپاسکال در جنوب حوزه مورد بررسی تا ۳۰۰ هکتوپاسکال در عرض‌های شمالی آن را شامل می‌شود. سه مرکز پرفشار مجزا در شمال روسیه با

کمیت‌های وردایست ناشی از این تاوه را بر فراز منطقه مورد بررسی انتظار داشت (شکل ۲) و به همین دلیل در ادامه، فقط نتایج مربوط به تاوه قطبی قوی ارائه می‌شود.

۳-۲- تحول زمانی وردایست طی رخداد تاوه قطبی قوی در این قسمت، تحول زمانی فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست فقط برای قوی‌ترین تاوه (برای



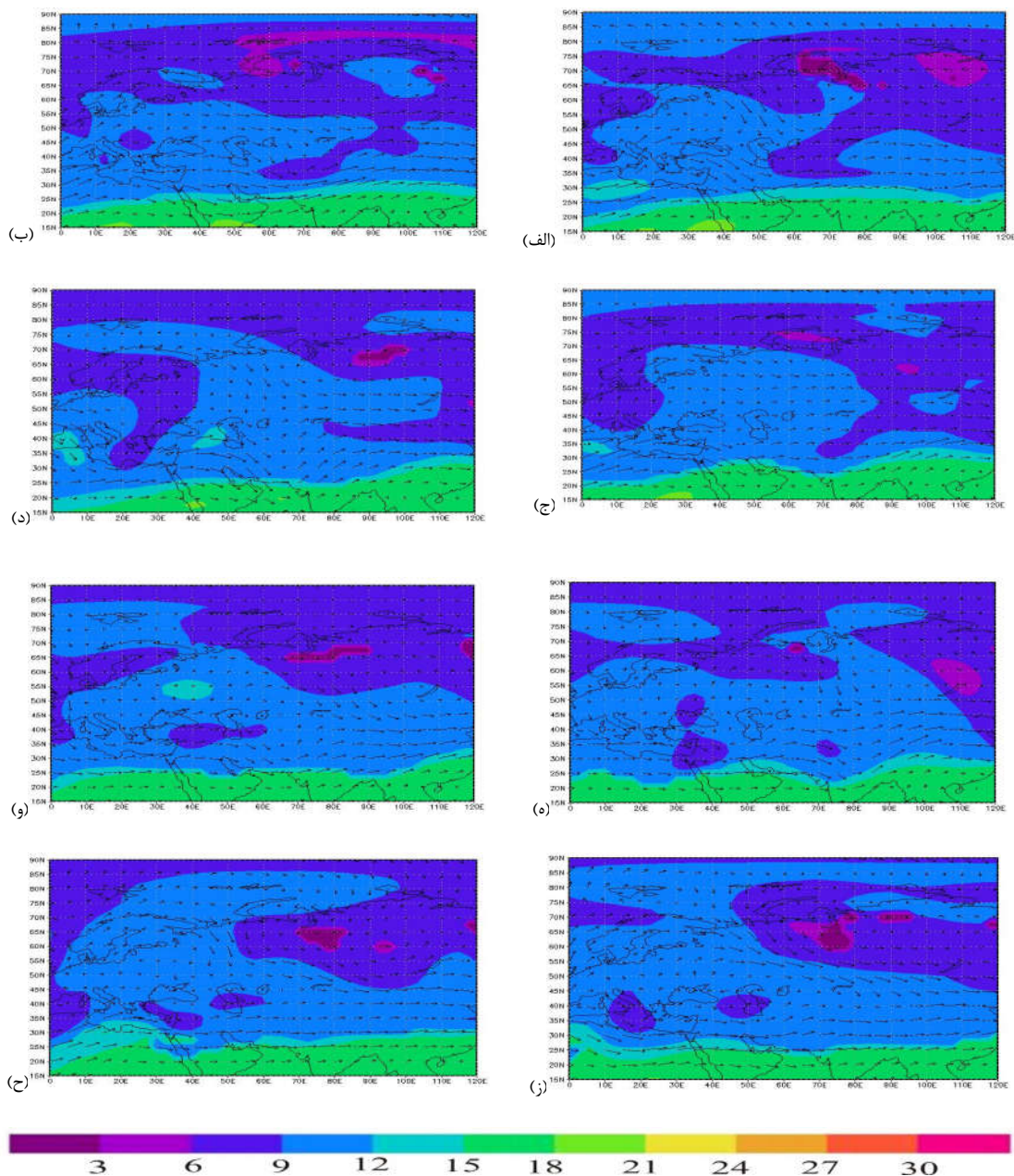
شکل ۴. تحول زمانی فشار وردایست در رخداد تاوه قوی سال ۱۹۷۴ برای روزهای (الف) ۲-، (ب) صفر (ج) ۲+، (د) ۴+، (ه) ۶+، (و) ۸+، (ز) ۱۰+، (ح) ۱۲+.

یافته است؛ از این رو، در روزهای بعد، تاشدگی هایی از وردایست بر فراز منطقه ایران وجود دارد. در مجموع می توان گفت به دنبال استقرار شرایط تاوه قوی، ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست بر فراز مناطقی کاهش می یابد که درون تاوه قرار می گیرند. مطابق انتظار، آثار ناشی از تاوه، به ویژه در روزهای نزدیک به روز بیشینه بی هنجاری (قله)، در عرض های بالا چشمگیرتر است و پس از آن به تدریج این آثار به سایر مناطق منتقل می شود. از آنجاکه تاوایی پتانسیلی هوای پوشن سپهری زیاد و تاوایی پتانسیلی هوای وردسپهری کم است، کاهش ارتفاع وردایست به معنای تاشدگی وردایست همراه با افزایش تاوایی پتانسیلی هوای وردسپهری است و به عکس، افزایش ارتفاع وردایست همراه با کاهش تاوایی پتانسیلی ناشی از نفوذ هوای وردسپهری است.

در شکل ۶، همان طور که انتظار می رود، به طور کلی با افزایش عرض جغرافیایی، دمای پتانسیلی وردایست کاهش می یابد. در روز ۱+ زبانه ای با دمای پتانسیلی حدود ۳۶۰ کلوین در جنوب دریای مدیترانه وجود دارد که با توجه به جهت میدان باد، در روزهای بعد به سمت شرق کشیده شده و ایران را تحت تأثیر قرار داده است. این الگو در روز ۶+ بر نواحی مرکزی ایران حاکم شده است به طوری که دمای پتانسیلی تا حدود ۳۰ کلوین افزایش می یابد. چون این بی هنجاری در عرض های پایین و دور از تاوه واقع است، احتمالاً ارتباط مستقیمی با تاوه قطبی ندارد. در مجموع می توان گفت دمای پتانسیلی وردایست بر فراز مناطقی که درون تاوه قرار دارند، طی رخداد تاوه قوی کاهش یافته است. همچنین تغییرات در روزهای نخست، ابتدا در عرض های بالاتر ایجاد و به تدریج به عرض های پایین تر منتقل می شود. با توجه به غربی بودن جریانات، بی هنجاری ها با حرکت های شرق سو و جنوب سو در حوزه مورد بررسی جابه جا می شوند.

فشار بیش از ۶۰۰ هکتوپاسکال به چشم می خورد. در روز ۲+، این مراکز پرفشار وجود ندارند ولی از روز ۴+ مجدداً در محل قبلی روی سبیری یک مرکز پرفشار دیده می شود. این روند تناوبی از تقویت و تضعیف مراکز پرفشار در روزهای مختلف تکرار می شود و به تدریج فشار در این مناطق به حدود ۱۰۰ هکتوپاسکال افزایش می یابد. در روز ۲-، دو زبانه از نوار واقع بر شمالگان با مقادیر ۳۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال تا شمال دریای مدیترانه کشیده شده که با توجه به جهت میدان باد در روز ۶+، غرب ایران را دربر گرفته است و حرکت آن در روزهای بعد نیز ادامه دارد. در روز ۱۰+، دو مرکز پرفشار با همین مقدار، یکی روی دریای خزر و دیگری روی دریای مدیترانه دیده می شود.

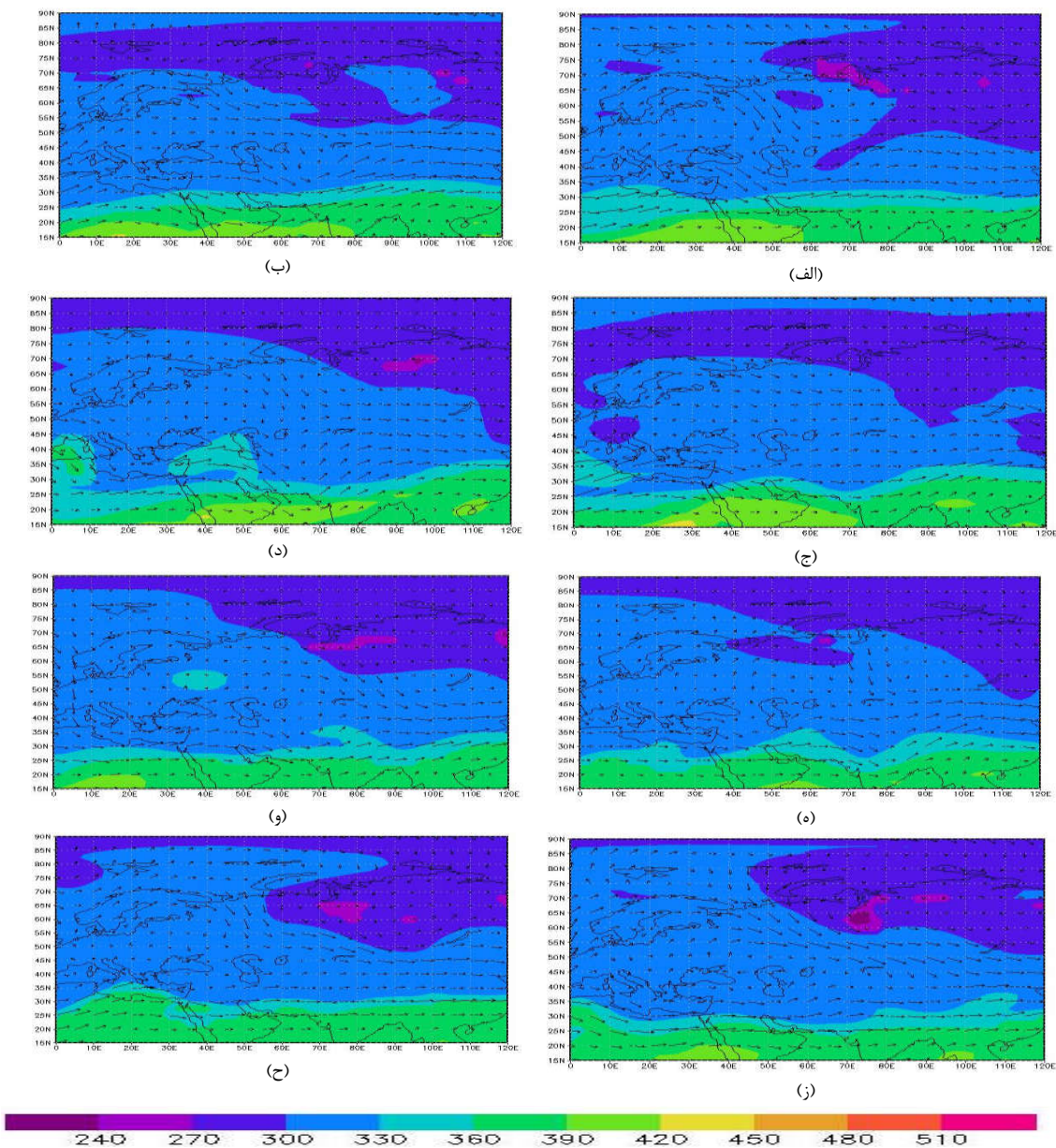
با توجه به شکل ۵، به طور کلی، وردایست بر فراز عرض های جنوبی مرتفع تر است و با رفتن به عرض های شمالی، ارتفاع ژئوپتانسیلی آن کاهش می یابد. در روزهای نخست، منطقه گسترده ای با ارتفاع ژئوپتانسیلی ۶ تا ۹ ژئوپتانسیل کیلومتر در عرض های میانی دیده می شود که از سمت غرب نقشه، اروپا و شمالگان و از سمت شرق، سراسر روسیه و نواحی مرکزی ایران و شرق آن را دربر می گیرد. این منطقه در روزهای بعد وسیع تر می شود، به طوری که در روز صفر به بیشترین وسعت خود در شمالگان می رسد و سراسر شمالگان و عرض های میانی را پوشش می دهد. همچنین زبانه ای از آن تا شرق دریای خزر گسترش یافته است. به این ترتیب، ارتفاع وردایست در این منطقه حدود ۳ ژئوپتانسیل کیلومتر پایین تر از سایر مناطق واقع در عرض های میانی است. در روز ۲+، دو زبانه از این نوار گسترده تا چین و در غرب نقشه تا بالای دریای مدیترانه نفوذ کرده است. در روزهای بعد، در اثر جابه جایی شرق سوی این نوار و تحت تأثیر قرار دادن ایران، ارتفاع وردایست در نواحی مختلف ایران کاهش



شکل ۵. مانند شکل ۴ ولی برای ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست.

دینامیکی شامل فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی طی روزهای مختلف از چرخه زندگی رخداده تاوه قطبی قوی برای هر نقطه شبکه محاسبه و پس از میانگین گیری روی منطقه ایران، نتایج آن ترسیم شده است. با تحلیل این

۳-۳-۳ ضرایب همبستگی بین شاخص تاوه قطبی و کمیت های وردایست در این بخش، ضرایب همبستگی بین شاخص تاوه قطبی (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲) و کمیت های وردایست



شکل ۶. مانند شکل ۴ ولی برای دمای پتانسیلی وردایست.

می‌یابد. طی روزهای ۲+ تا ۴+ شاهد مقادیر ناچیزی از همبستگی روی منطقه ایران هستیم. با توجه به شکل ۲ مشاهده می‌شود که در روز ۲- این منطقه در ناحیه مرزی تاوه واقع است و در روزهای بعد قطار موجی از تاوایی پتانسیلی در این منطقه وجود دارد که نشان‌دهنده تغییر

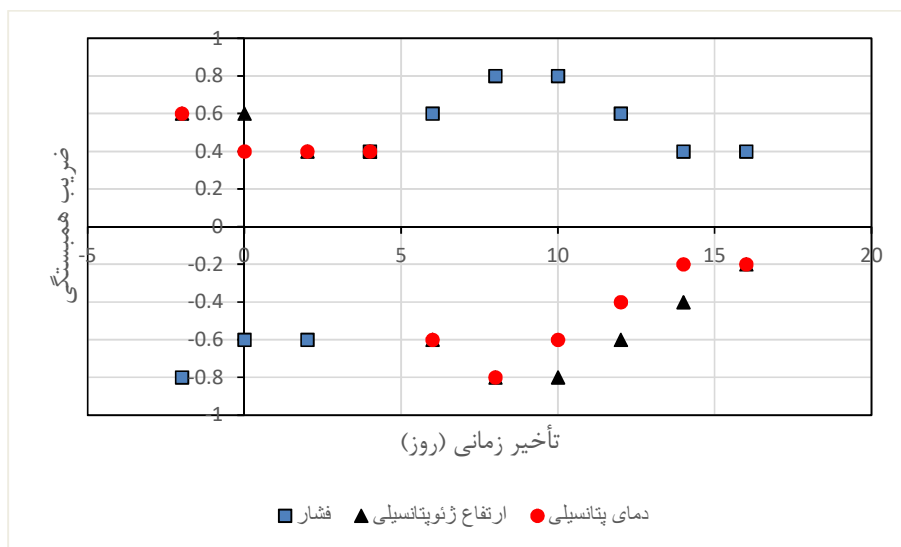
نتایج، میزان تأخیر زمانی تأثیر تاوه قطبی بر وردایست روی ایران مشخص می‌شود. در شکل ۷، بیشینه همبستگی معکوس بین شاخص تاوه قطبی و کمیت فشار وردایست به میزان ۰/۸ در روز ۲- وجود دارد و پس از آن به تدریج مقادیر همبستگی کاهش

این منطقه همراه با افزایش شاخص تاوه قطبی (تامپسون) است.

شکل ۷، همچنین نشان‌دهنده مقادیر ناچیزی از همبستگی بین شاخص تاوه قطبی و دمای پتانسیلی وردایست طی روزهای صفر تا ۵+ در منطقه ایران است. مقادیر بزرگ‌تری از همبستگی در روزهای ۶+ تا ۱۲+ در این منطقه مشاهده می‌شود و این مقادیر از ۰/۴- تا ۰/۸- متغیر است. بیشینه همبستگی با مقدار ۰/۸- در روزهای ۷+ تا ۹+ قرار دارد. منفی بودن مقادیر همبستگی بیانگر کاهش دمای پتانسیلی وردایست با افزایش شاخص تاوه قطبی است. به عبارت دیگر، هرچه تاوه قوی‌تر باشد، باید کاهش بیشتری از دمای پتانسیلی وردایست را در منطقه ایران انتظار داشت. این موضوع با شکل ۷ کاملاً هماهنگ است. از روز ۸+، کاهش مقادیر همبستگی روی ایران دیده می‌شود، به طوری که پس از روز ۱۲+، مقادیر کمی از همبستگی در این منطقه وجود دارد.

شکل تاوه است. هم‌زمان با این تغییر، معکوس شدن روند همبستگی و پس از آن افزایش همبستگی مستقیم روی ایران به چشم می‌خورد. بیشینه این مقادیر در روزهای ۸+ تا ۱۰+ به میزان ۰/۸ رخ داده است و سپس مقادیر همبستگی تا حدود ۰/۴- در روز ۱۶+ کاهش می‌یابد.

مطابق شکل ۷، در قسمت‌های مختلف ایران طی روزهای ۲- تا ۴+ همبستگی بین شاخص تاوه قطبی و ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست به صورت مستقیم و با مقادیر ۰/۴ تا ۰/۶ است. بین روزهای ۶+ تا ۱۴+ همبستگی معکوس دیده می‌شود که بیشینه آن با مقدار ۰/۸- در روزهای ۸+ تا ۱۰+ رخ داده است. از آنجا که منطقه ایران در عرض‌های پایین‌تر و دورتری از تاوه قطبی قرار دارد، مدت زمان بیشتری لازم است تا آثار ناشی از تاوه قطبی در آن دیده شود؛ لذا مقادیر همبستگی مشاهده شده در روزهای بعد را شاید بتوان مربوط به تاوه قطبی دانست. به این ترتیب، همبستگی معکوس در منطقه ایران برقرار است که به مفهوم کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست در



شکل ۷. ضرایب همبستگی بین فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست با شاخص تامپسون طی رخداد تاوه قوی سال ۱۹۷۴ برای منطقه ایران.

۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش به بررسی ارتباط بین تاوه قطبی پوشن سپهری با ساختار وردایست دینامیکی در منطقه جنوب غرب آسیا طی دوره ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ پرداخته شده است. برای تحلیل و درک ارتباط ساختار وردایست با تاوه قطبی، ابتدا رخدادهای تاوه قوی و ضعیف در دوره مورد بررسی شناسایی شد. سپس با تعیین آستانه ۲ و اعمال شرط حداقل فاصله ۶۰ روز بین دو رخداد، بررسی‌ها انجام شد. با در نظر گرفتن شرایط فوق، ۴۲ رخداد مربوط به تاوه قطبی قوی و ۴۶ رخداد مربوط به تاوه ضعیف شناسایی شد. به طور کلی، در منطقه مورد بررسی، الگوهای دوره تاوه‌های ضعیف شباهت زیادی به الگوهای میانگین بلندمدت دارند و نتایج نشان‌دهنده ارتباط بین شدت تاوه با چگونگی تغییرات در کمیت‌های وردایست است. به عبارتی، تغییرات چشمگیر در کمیت‌های وردایست به دنبال رخداد تاوه‌های قوی اتفاق می‌افتد. نتایج حاکی از افزایش فشار، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست روی منطقه ایران پس از رخداد تاوه قوی است. برای بررسی دقیق‌تر موضوع، موردهای حدی رخدادهای حذف و تنها تاوه‌های با دوام بین ۹ تا ۴۰ روز حفظ شدند. سپس یک مورد از قوی‌ترین و یک مورد از ضعیف‌ترین رخدادهای باقی‌مانده با بیشینه بی‌هنجاری و بالاترین دوام‌ها انتخاب شد. مورد تاوه قوی مربوط به روزهای ۱۷م تا ۵۰ام سال ۱۹۷۴ و مورد تاوه ضعیف مربوط به روزهای ۲۱ام تا ۱۵۴ام سال ۲۰۰۹ است. نتایج همچنان حاکی از افزایش فشار، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست به دنبال رخداد تاوه قوی در منطقه مورد مطالعه است. به علاوه، در نقشه‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست چند مورد تاوه‌های وردایست بر فراز مناطق درون تاوه مشاهده شد. به این ترتیب، یکی از دلایل

احتمالی ایجاد یا تقویت تاوه‌های وردایست و متعاقب آن چرخندزایی سطح زمین را می‌توان به تاوه قطبی پوشن سپهری نسبت داد.

در توزیع تاوایی پتانسیلی در سطح همدمای پتانسیلی (۳۵۰ کلوین در این پژوهش) مربوط به تاوه قوی سال ۱۹۷۴، مشاهده می‌شود که عرض‌های شمالی و برخی نواحی از عرض‌های میانی منطقه ایران در ناحیه درون تاوه واقع شده‌اند و بیشتر متأثر از آثار مستقیم این تاوه هستند؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که پس از رخداد تاوه قطبی پوشن سپهری قوی باید تغییرات ناشی از این تاوه را در کمیت‌های وردایست بر فراز منطقه مورد بررسی انتظار داشت. بررسی میانگین همبستگی بین شاخص تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) برای تاوه قطبی و کمیت‌های وردایست دینامیکی شامل فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی روی منطقه ایران طی روزهای مختلف از چرخه زندگی رخداد تاوه قطبی قوی بیانگر آن است که میان بیشینه رخداد تاوه قطبی قوی و بیشینه تغییرات کمیت‌های وردایست هشت تا ده روز تأخیر وجود دارد. به عبارت دیگر، حدود هشت تا ده روز لازم است تا اثر تاوه قطبی قوی به ایران منتقل شود.

در مجموع می‌توان گفت آثار ناشی از تاوه قطبی پوشن سپهری در منطقه ایران نسبت به مناطقی چون آمریکای شمالی و شمال آسیا واقع بر عرض‌های جغرافیایی بالا کمتر است، اما با توجه به زمان و میزان تأثیر آن بر وردایست در منطقه ایران، قطعاً از اثر آن در پیش‌بینی‌های میان‌مدت و بلندمدت نمی‌توان چشم‌پوشی کرد؛ از این رو، بررسی و مطالعه هرچه بیشتر و جامع‌تر در این زمینه شایان اهمیت است.

- Pearson, K., 1895, Notes on regression and inheritance in the cases of two parents: Proceedings of the Royal Society of London, **58**, 240-242.
- Perlwitz, J., and Graf, H. F., 1995, The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter: Journal of Climate, **8**, 2281-2295.
- Polvani, L. M., and Waugh, D. W., 2004, Upward wave activity flux as precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes: Journal of Climate, **17**, 3548-3554.
- Quiroz, R. S., 1980, Variations in zonal mean and planetary wave properties of the stratosphere and links with the troposphere: Pure and Applied Geophysics, **118**, 416-427.
- Ren, R. C., and Cai, M., 2006, Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate: Advances in Atmospheric Sciences, **23**, 884-900.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., and Wallace, J. M., 2002, Stratosphere connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction: Journal of Climate, **15**, 1421-1428.
- Waugh, D. W., Sobel, A. H., and Polvani, L. M., 2017, What is the polar vortex and how does it influence weather?: Bulletin of American Meteorological Society, **98**, 37-44.
- Yang, S., Lau, K. M., and Kim, K. M., 2002, Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies: Journal of Climate, **15**, 306-325.
- منابع
- چنگیزی، ه.، ۱۳۹۳، بررسی اقلیم‌شناختی و برداشت دینامیکی روی ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- عباس‌زاده اقدم، ک.، محب‌الحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۳، بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشش‌سپهر در منطقه جنوب‌غرب آسیا: مجله فیزیک زمین و فضا، **۴۰**(۴)، ۱۲۷-۱۳۸.
- میررکتی، م.، محب‌الحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۲، نقش گردش‌های پوشش‌سپهر در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸: مجله ژئوفیزیک ایران، **۷**(۱)، ۸۹-۱۰۴.
- Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 1989: The stratospheric major warming of early December 1987: Journal of the Atmospheric Sciences, **46**, 2863-2884.
- Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes: Science, **294**, 581-584.
- Baldwin, M. P., Dameris, M., and Shepherd, T. D., 2007, How will stratosphere affect climate change?: Science, **316**, 1576-1577.
- Colucci, S. J., 2010, Stratospheric influences on tropospheric weather systems: Journal of the Atmospheric Sciences, **67**, 324-344.
- Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Shepherd, T. G., Marks, C. J., and Shine, K. P., 1991, On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces: Journal of the Atmospheric Sciences, **48**, 651-678.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **111**, 877-946.
- Kalney, E., and et al., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project: Bulletin of the American Meteorological Society, **77**, 437-471.
- Matsuno, T., 1971, A dynamical model of the stratospheric sudden warming: Journal of the Atmospheric Sciences, **28**, 1479-1494.
- Mohanakumar, K., 2008, Stratosphere Troposphere Interactions: An Introduction: Springer, 416pp.

Investigation of the relationship between the stratospheric polar vortex and dynamical tropopause structure in the southwest Asia along with two case studies

Najmeh Borhani¹, Farhang Ahmadi-Givi^{2*}, Alireza Mohebalhojeh³ and Mohammad Mirzaei⁴

¹M.Sc. Graduate, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

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

⁴Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 12 December 2019, Accepted: 16 May 2020)

Summary

The recent studies suggest that the predictability of the surface weather, in medium and long-range time scales, is influenced by the dynamic coupling of the tropospheric and stratospheric circulations. Therefore, the main goal of the present study with the central focus on the southwest Asia is investigation of the details of coupling mechanisms. The NCEP/NCAR reanalysis data are used, including temperature, geopotential height and horizontal wind components at different pressure levels from 1968 to 2015. The region of study includes Iran and extends westward to the Mediterranean Sea. The iso-potential vorticity surface of 2 PVU (a PVU equals $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) is taken to represent the dynamical tropopause and the potential temperature, geopotential height and pressure are interpolated at the 2 PVU surface.

First, with a method similar to that of Thompson et al. (2002), the dates corresponding to the occurrence of stratospheric polar vortex were identified and classified into cases of strong and weak polar vortices. The anomalies of pressure, geopotential height and potential temperature were then computed with respect to the long-term mean for the cases of polar vortex. Analysis of the results shows that in the southwest Asia, associated with the cases of strong vortex increase in pressure and decrease in potential temperature and geopotential height are observed at the tropopause. Further, in cases of weak vortex, the southwest Asia is mainly in the surf zone and less influenced by the polar vortex compared to the cases of strong vortex which enclose a significant portion of the region. The fact that a larger part of the southwest Asia is located within the inner part of the strong vortices makes their impact on the tropopause more marked.

In the second part of the study, the focus is on the most extreme cases of strong and weak events in the long-term period which occurred in February 1974 and November 2009, respectively. In addition to presenting the details of the life cycle of the two cases, the time-lagged correlation coefficients were computed between the tropopause quantities in the region and the geopotential height anomaly at 10hPa between 60°N and 90°N degrees, which is the index introduced by Thompson et al. (2002). The time series of the correlation coefficients averaged over Iran reveals a meaningful delay of about eight to ten days for the impact of the strong polar vortex felt on the tropopause in Iran. Given that this time delay is within the limit of medium-range prediction, further studies on the impact of polar vortex are needed to improve the predictability of the surface weather in the region.

Keywords: Stratospheric polar vortex, tropopause, southwest Asia, dynamic coupling

*Corresponding author:

ahmadig@ut.ac.ir