# بررسی ارتباط تاوه قطبی پوشنسپهری با ساختار وردایست دینامیکی در منطقه جنوبغرب آسیا همراه با دو مطالعه موردی

نجمه برهانی'، فرهنگ احمدی گیوی'\*، علیرضا محبالحجه" و محمد میرزائی ً

<sup>ا</sup>دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران <sup>۲</sup>دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران <sup>۳</sup>استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران <sup>۴</sup>استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

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

### چکیدہ

نتایج پژوهشهای انجامشده حاکی از آن است که پیشبینی پذیری وضع هوا در مقیاسهای زمانی فراتر از دو هفته، با جفت-شدگی دینامیکی بین گردشهای وردسپهر و پوشن سپهر امکان پذیر است. بنابراین شناخت و درک کامل سازو کار جفت شدگی پوشن سپهر – ورد سپهر، نیاز به مطالعات بیشتر و جامع تری دارد. هدف اصلی پژوهش حاضر، مطالعه این سازو کار با تمرکز بر منطقه جنوب غرب آسیا است. در این پژوهش، داده های روزانه باز تحلیل NCEP/NCAR از سال ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ به کاررفته است. منطقه بررسی شده، 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 ژئو پتانسیلی و دمای پتانسیلی نشان می دهد 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 تاوه ها بر این منطقه زیاد نیست. اما در رخدادهای تاوه قوی، عرض -رخدادهای تاوه وی می توان تغییرات ناشی از تاوه قطبی را در کمیتهای وردایست به در زاده مورد مطالعه و ایران در ناحیه مرخدادهای تاوه قوی می توان تغییرات ناشی از تاوه قطبی را در کمیتهای وردایست به فراز منطقه مورد مطالعه و ایران در مخین بررسی همبستگی بین شاخص تاوه قطبی تا در کمیتهای وردایست بر فراز منطقه مورد مطالعه و ایران در ناحیه می می نین برسی همبستگی بین شاخص تاوه قطبی تاه به میانی آن، در محدوده درون تاوه واقع هستند؛ بنابراین به دنبال می می توان قوی می توان تغییرات ناشی از تاوه قطبی را در کمیتهای وردایست بر فراز منطقه مورد مطالعه انتظار داشت. هم چنین بررسی همبستگی بین شاخص تاوه قطبی تاه سون با سه کمیت وردایست بر فراز منطقه مورد مطالعه انتظار داشت. می می نوی بر توام ژنوی تایی شاخس تاوه قطبی تاه می انول است که میت تاوه در منطقه مورد مطالعه انتظار داشت. می می نوان بین هشت تا ده روز است. به علوه، بر مینای نتایج، یکی از دلایل احمالی ایجاد یا تقویت تاشدگیهای وردایست و مختلف بین هشت تا ده روز است. به علوه، بر مینای نتایج، یکی از دلایل احمالی ایجاد یا تقویت تاشدگیهای وردایست و مختلف بین هشت تا ده روز است. توه قطبی پوشن سپهری است.

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

۱ مقدمه

مطالعات چند دهه اخیر نشان داده است که علاوهبر وردسپهر، پوشنسپهر نیز فعالانه در فرایندهای هواشناختی سطح زمین نقش دارد. از یکطرف، جریانها و گردشهای وردسپهری تحت تأثیر گردشهای پوشن 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 پوشنسپهر اثرگذار است (پولوانی و واف، ۲۰۰۴). برجستهترين ويژگی پوشن سپهر، تاوه قطبی (Polar vortex) است. این تاوه یک گردش چرخندی بزرگمقیاس است که در زمستان هر دو نیمکره و در فاصله بین عرض های ۵۰ تا ۹۰ درجه و در گسترهای بالاتر از وردایست (تقریباً hPa) تا میانسپهر (بالاتر از ۱hPa) بەدلىل فقدان دريافت تابش خورشىدى شكل می گیرد (ماتسونو، ۱۹۷۱ و رن و کای، ۲۰۰۶). تاوه قطبی در پاییز شکل می گیرد، 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 پوشنسپهر نفوذ میکنند. برهم کنش امواج وردسپهری و شارش میانگین در پوشن-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 پوشن سپهر می شوند (پولوانی و واف، ۲۰۰۴). به این تر تیب، با سازوكار واهلش تابشي، دوباره تاوه قطبي شكل مي-گیرد (پرلویتز و گرف، ۱۹۹۵) و تاوه دستخوش نوسان بین دو حالت قوی و ضعیف میشود. چرخه نوسان تاوه قطبی، یکی از نمودهای برجسته برهم کنش پوشنسپهر و وردسيهر است (ماتسونو، ۱۹۷۱).

کیروز (۱۹۸۰) با ارائه شواهدی از تأثیر پوشنسپهر بر وردسپهر بیان کرد که بیهنجاریهای گردش واچرخندی

مربوط به گرمایش پوشن سپهر در سال ۱۹۷۷ پایین آمده و به سطح زمین نیز رسیدهاند. بالدوین و دانکرتون (۱۹۸۹ و ۲۰۰۱) نیز دریافتند که بی هنجاری های مثبت و منفی در باد مداری ناحیه برون حاره ای پوشن سپهر به انتقال به سمت پایین تمایل دارند. بالدوین و دانکرتون (۲۰۰۱) نشان دادند که رویداده ای شدید پوش سپهری، نظام های بی هنجار وضع هوای سطح را به دنبال دارند و می توانند تا دو ماه دوام داشته باشند. همچنین بی هنجاری بزرگ میدان باد در زمستان پوشن سپهر، یک تا دو هفته قبل از بی هنجاری رکه رخ می دهد. وجود این ارتباط بیانگر اثر کنترلی گردش پوشن سپهر بر گردش ورد سپهر است.

تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) با توجه به جفتشدگی دینامیکی میان گردشهای وردسپهری و پوشنسپهری به مطالعه پیش بینی پذیری رویدادهای بسیار سرد در عرضهای میانی و بالا پرداختند. آنها نتیجه گرفتند که بهدنبال شروع شرایط تاوه قطبی پوشن سپهری ضعیف، بیشتر خشکیهای واقع در عرضهای میانی و بالا به طور غیرعادی سرد می شوند، در حالی که شرق کانادا و شمال آفریقا به شدت 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 پوشن 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 بی هنجاریهای مثبت و هم برای بی هنجاریهای منفی رخ دهد. کلوچی (۲۰۱۰) به بررسی چند مورد از سامانههای وضع هوای وردسپهری با هدف تعیین سهم نسبی فرایندهای پوشن سپهر در برابر فرایندهای ورد سپهری در

تحوّل ارتفاع ژئوپتانسیلی آنها پرداخت. وی با درنظر گرفتن دو چرخند سطح دریا، یک واچرخند سطح دریا و یک واچرخند بندالی در میانه وردسپهر نشان داد که نقش پوشنسپهر 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 توضيح داده شده است. بنابر اظهار آنها تاوههای قطبی جزء پدیدههای غیرمعمول و حدّی نیستند، بلکه از سیماهای اساسی اقلیم زمین هستند. درواقع، رخداد پدیدههای حدّی در جو در مناطق گوناگون، مانند رخداد هوای سرد حدّی در اوایل زمستان سال ۲۰۱۴ در ایالات متحده آمریکا را نباید ناشی از تغییرات بزرگ در گردش کلّی 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 وردسپهري ضمن وجود داشتن، نقش اصلي را هم ايفا میکند، حال آنکه تاوه پوشنسپهری در برخی موارد وجود دارد و اثر آن نیز کمتر و بهصورت غیرمستقیم است.

عباسزاده اقدم و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی اثرهای اقلیمشناختی تاوه قطبی پوشنسپهر در منطقه جنوبغرب آسیا نتیجه گرفتند که بهدنبال رویداد تاوه قطبی ضعیف، از یکئسو 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

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 پوشنسپهررا در بی.هنجاری.های 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 قوی تر 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 بهنسبت 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 فرایافتهای اویلری 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 درنتیجه بروز زمستان سرد (گرم) در منطقه می شود. از مطالعات مربوط به وردایست نیز می توان به کار چنگیزی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره کرد. آنها با استفاده از داده های باز تحلیل NCEP/NCAR به بررسی اقلیمشناختی ساختار وردایست دینامیکی برای منطقه ایران پرداختند و نشان دادند از نظر الگوهای آماری حاکم بر دادههای اصلی و پریشیدگیهای فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست دینامیکی، مناطق شرق و غرب ایران بیشترین شباهت را به کلّ ایران دارند و بهنوعی 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 دادندکه آشفتگیهای موجود روی

وردایست به دو نوع چرخندی و واچرخندی تقسیم میشوند و بیشترین آشفتگیهای چرخندی و واچرخندی روی این سطح بهترتیب در مناطق جنوبشرق و شمالغرب ایران است.

بر مبنای مطالعات نظری و مشاهداتی بیانشده، انتظار میرود که هرگونه اثر پوشن سپهر بر ورد سپهر ابتدا با تغییر وردایست انجام گیرد. درواقع این ساختار وردایست است که متأثر از تغییرات پوشن سپهر می شود و پس از آن جریانات و پدیده های ورد سپهر تحت تأثیر وردایست قرار می گیرند و بنابراین مطالعه دینامیکی ساختار وردایست بهعنوان فصل مشترک ورد سپهر و پوشن سپهر از اهمیت ویژه ای بر خوردار است. از این رو در پژوهش حاضر به بررسی ارتباط بین تاوه قطبی پوشن سپهری و ساختار وردایست دینامیکی طی دوره ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ پرداخته شده است.

ساختار مقاله حاضر به این گونه است که داده ها و روش تحقیق، در بخش ۲ شرح داده می شود. در بخش سوم به شناسایی رخدادهای تاوه قطبی، بررسی بی هنجاری کمیت های وردایست در دوره های تاوه قطبی قوی و ضعیف و همچنین ارائه نتایج دو مطالعه موردی از رخدادهای تاوه قطبی پرداخته می شود. درنهایت، بخش ۴ به جمع بندی و نتیجه گیری اختصاص دارد.

#### ۲ دادهها و روش تحقیق

در این پژوهش از دادههای بازتحلیل روزانه مربوط به مراکز ملی پیش بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش های 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 هکتوپاسکال) از سال ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ استفاده شده است. از آنجاکه دادههای بازتحلیل قبل از سال ۱۹۶۸ در منطقه آسیا بهدلیل تعداد کم و خطا در دادههای فشار سطحی

کیفیت خوبی ندارند (یانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، در پژوهش حاضر دوره زمانی ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۵ انتخاب شده است. منطقه موردبررسی، جنوبغرب آسیا از عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۳۵ تا ۵۶ درجه شرقی را دربرمی گیرد که شامل ایران نیز هست. تفکیک مکانی افقی دادهها، ۲/۵×۲/۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی است که برای بررسی پدیدههای بزرگمقیاس مناسب است. با این تفکیک مکانی، در راستای مداری، ۱۴۴ و در راستای نصفالنهاری، ۳۷ نقطه شبکهای وجود دارد. همچنین در این مطالعه، سطح همتاوایی پتانسیلی ( Potential این مطالعه، سطح همتاوایی پتانسیلی ( Potential 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 ۱۰ hPa نسبت به میانگین اقلیمی ژانویه تا مارس که بین عرضهای ۶۰ تا ۹۰ درجه شمالی میانگین گیری شده است، از دو برابر انحراف معیار اقلیمی ژانویه تا مارس بزرگنر باشد. بدیهی است این بی هنجاری ها 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 به کاررفته 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 موردبررسی شناسایی شدند و تاریخهای متناظر با این رخدادها بهدست آمد. با

درنظرگرفتن شرایط فوق، ۴۲ رخداد مربوط به تاوه قطبی قوی و ۴۶ رخداد مربوط به تاوه ضعیف شناسایی شد. در ادامه، نقشههای بیهنجاری کمیتهای وردایست دینامیکی شامل فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی برای تاوههای قوی و ضعیف در روز بیشینه از چرخه زندگی هر رخداد تاوه قطبی، ترسیم و تحلیل شد. برای تعیین بیهنجاری هریک از کمیتهای اشاره شده، ابتدا میانگین بلندمدت آن کمیت طی زمستانهای 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 دقیقتر موضوع، رخدادهای حدّی حذف و تنها تاوههای با دوام بین ۹ تا ۴۰ روز حفظ شدند. به این تر تیب، 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 بهدست-آمد که در مجموع مشتمل بر ۷۲۵ روز تاوه قوی و ۷۴۰ روز تاوه ضعیف است. سیس یک نمونه از قویترین و یک نمونه از ضعیفترین رخدادهای باقیمانده با بیشینه بیهنجاری و بالاترین دوامها 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 ۳۶ام و رخداد تاوه ضعیف مربوط به روزهای ۲۱ ام تا ۵۴ ام سال ۲۰۰۹ با دوام ۲۹ روز و روز بیشینه ۲۹ام است. برای اطلاع بیشتر از ساختار تاوه قطبی پوشنسپهری، تاوایی پتانسیلی روی سطوح همدمای پتانسیلی نیز محاسبه و نتایج ترسیم شد. براساس مقدار و شیو تاوایی پتانسیلی می توان تاوه قطبی را به سه منطقه درون تاوه، لبه تاوه و بیرون تاوه تقسیمبندی کرد. از آنجاکه نحوه عمل تاوه قطبی در هریک از این مناطق متفاوت است، اطلاع از اینکه منطقه مورد بررسی در کدامیک از این سه منطقه واقع است، در تحلیل نتایج حائز اهمیت است. در این بخش از کار با استفاده از دادههای روزانه دما و سرعت افقی، تاوایی پتانسیلی راسبی–ارتل

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

در مرحله بعد، تحول زمانی وردایست حول روز بیشینه رخداد تاوه قطبی بررسی شده است. بهاینمنظور، روزی که بیشینه بیهنجاری شاخص تامیسون (متناظر با شدت تاوه) را دارد، بهعنوان قلّه یا روز صفر درنظرگرفته شد و بدون توجه به اینکه مقادیر متناظر با شدت در چه روزی از آستانه خارج میشود، الگوهای وردایست در طی چرخه زندگی تاوه ترسیم و تحلیل شد. گفتنی است در ارائه نتایج، روزهای قبل قلّه 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 بهدست مي آيد (يبرسون، ١٨٩٥):

 $C_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (y_i - \bar{y})^2}},$ 

که X و Y دو کمیت مختلف با تعداد N دیدبانی مورد بررسی است. X و Tمیانگین این دو کمیت طی رخداد تاوه قطبی سال ۱۹۷۴ هستند.

#### ۳ نتایج

۳–۱ شناسایی رخدادهای تاوه قطبی قوی و ضعیف با درنظر گرفتن شرایط یادشده 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 ماههای ژانویه، فوریه،

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

دوام (روز)	نوع رخداد: قوی (ق) یا ضعیف (ض)	روز شروع در سال	تاريخ رويداد	دوام (روز)	نوع رخداد: قوی (ق) یا ضعیف (ض)	روز شروع در سال	تاريخ رويداد	دوام (روز)	نوع رخداد: قوی (ق) یا ضعیف (ض)	روز شروع در سال	تاريخ رويداد
۱۳	ض	11	ژانویه ۱۹۹۲	۲۳	ق	79	ژانویه ۱۹۸۰	77	ض	١	ژانویه ۱۹۶۸
۵	ض	٨۴	مارس ۱۹۹۲	۱۸	ق	749	دسامبر ۱۹۸۰	٢	ق	94	مارس ۱۹۶۸
۲۰	ق	١٣	ژانویه ۱۹۹۳	۵	ض	44	فوريه ۱۹۸۱	47	ض	377	نوامبر ۱۹۶۸
٣	ض	387	دسامبر ۱۹۹۳	۴	ض	۲۳۸	دسامبر ۱۹۸۱	١	ض	۷۲	مارس ۱۹۶۹
٧	ض	۵٩	فوريه ۱۹۹۴	۶	ض	۱۱۳	آوریل ۱۹۸۲	٨	ض	۳۵۸	دسامبر ۱۹۶۹
١٢	ق	347	دسامبر ۱۹۹۴	14	ق	٨	ژانویه ۱۹۸۳	۲۳	ض	١.	ژانویه ۱۹۷۱
21	ق	41	فوريه ۱۹۹۵	۷	ض	۶٨	مارس ۱۹۸۳	١٢	ق	۳۳	ژانویه ۱۹۷۲
٩	ض	۳۵۰	دسامبر ۱۹۹۵	۵	ق	ه	ژانویه ۱۹۸۴	۶	ض	888	دسامبر ۱۹۷۲
11	ق	۳۲۵	نوامبر ۱۹۹۶	18	ض	۶۷	مارس ۱۹۸۴	۲۱	ض	٣٠	ژانویه ۱۹۷۳
۲۰	ض	۳.	ژانویه ۱۹۹۷	٧	ض	360	دسامبر ۱۹۸۴	٢	ق	۳۵۰	نوامبر ۱۹۷۳
٣	ق	٩١	آوریل ۱۹۹۷	۴	ض	٨۶	مارس ۱۹۸۵	٧	ق	49	فوريه ۱۹۷۴
١٢	ض	۳۵۴	دسامبر ۱۹۹۷	٨	ق	۵۵	فوريه ۱۹۸۶	۶	ض	777	نوامبر ۱۹۷۴
۲.	ض	348	دسامبر ۱۹۹۸	4.	ض	١٨	ژانویه ۱۹۸۷	٧	ق	49	فوريه ١٩٧۵
٣	ق	47	فوريه ۱۹۹۹	۶	ض	877	نوامبر ۱۹۸۷	٨	ق	۳۵۸	دسامبر ۱۹۷۵
٣	ق	888	دسامبر ۱۹۹۹	۳۶	ق	١٩	ژانویه ۱۹۸۸	١.	ق	۵۴	فوريه ۱۹۷۶
14	ق	۵۹	فوريه ۲۰۰۰	۶	ض	٨٠	مارس ۱۹۸۸	٢	ض	777	نوامبر ۱۹۷۶
۵	ض	۳۳۲	نوامبر ۲۰۰۰	٨	ق	۳۵۹	دسامبر ۱۹۸۸	٩	ض	77	ژانویه ۱۹۷۷
۲۳	ض	۳۶	فوريه ۲۰۰۱	۲۶	ض	۵۴	فوريه ۱۹۸۹	۲	ض	۳۵۰	دسامبر ۱۹۷۷
٣	ق	٩٧	آوریل ۲۰۰۱	٩	ق	۳۵۷	دسامبر ۱۹۸۹	١	ق	١	ژانویه ۱۹۷۹
١٠	ض	۳۵۶	دسامبر ۲۰۰۱	۶	ق	۶٩	مارس ۱۹۹۰	۱۳	ض	97	مارس ۱۹۷۹
١٢	ض	۱۵	ژانویه ۲۰۰۳	١	ض	77	ژانویه ۱۹۹۱	۴	ض	۳۳۰	نوامبر ۱۹۷۹
٧	ض	74	ژانویه ۲۰۱۳	٢	ق	369	دسامبر ۲۰۰۸	١٢	ض	304	دسامبر ۲۰۰۳
۲۵	ق	٨۵	مارس ۲۰۱۳	۲۱	ق	٨٧	مارس ۲۰۰۹	۱۷	ق	٨۴	مارس ۲۰۰۴
١	ق	۳۳۵	دسامبر ۲۰۱۳	١	ض	3771	نوامبر ۲۰۰۹	۱۵	ق	۳۵۲	دسامبر ۲۰۰۴
٧	ض	٨٧	مارس ۲۰۱۴	٢	ق	١٢	ژانویه ۲۰۱۰	١	ق	41	فوريه ۲۰۰۵
٨	ض	٢	ژانویه ۲۰۱۵	٩	ق	17	ژانویه ۲۰۱۱	٣٠	ض	٩	ژانویه ۲۰۰۶
۱۵	ق	۶۳	مارس ۲۰۱۵	11	ق	۸۲	مارس ۲۰۱۱	٧	ق	۳۳۸	دسامبر ۲۰۰۶
۲۹	ق	۳۳۷	دسامبر ۲۰۱۵	۲۸	ق	۳۲۶	نوامبر ۲۰۱۱	۵	ض	۵۵	فوريه ۲۰۰۷
				۴	ض	77	ژانویه ۲۰۱۲	١	ق	86.	دسامبر ۲۰۰۷
				٣	ق	828	نوامبر ۲۰۱۲	٩	ض	۵۶	فوريه ۲۰۰۸

۱۹۶۸تا ۲۰۱۵.	ف از سال	ی قوی و ضع	ی تاوہ قطبے	<b>جدول ۱</b> . رویدادها
--------------	----------	------------	-------------	--------------------------

## 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 شمالشرق اروپا تا دریای سیاه و ناحیهای واقع بر روی دریای خزر و شرق آن را بی هنجاری ۲۰ - هکتوپاسکال دربر گرفته است. در سایر نواحی از غرب چین تا شمال آفریقا و دریای مدیترانه، بىھنجارى ٢٠+ ھكتوپاسكال بەچشم مىخورد. 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 بی هنجاری 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 می شود. ناحیه کوچکی در جنوب خليج فارس واقع بر شبهجزيره عربستان، بیهنجاری ۲۰- تا ۴۰- هکتوپاسکال دارد. همچنین در جنوب خزر و روی نواحی مرکزی و غرب ایران و خلیج فارس بی هنجاری 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،

یکسان بودن علامت بی هنجاری فشار وردایست در شکل های ۱-الف و ۱-ب است که نشان از تغییرات همسوی این کمیت در بیشتر مناطق طی دوره های تاوه قوی و ضعیف دارد. همچنین مشاهده می شود که بی هنجاری فشار وردایست نسبت به هریک از دو راستای مداری و نصف النهاری الگوی منظمی ندارد ولی به طور کلّی، به استثنای منطقه روسیه، با افزایش عرض جغرافیایی، شدت بی هنجاری ها افزایش می یابد که این امر با توجه به تأثیر پذیری بیشتر عرض های بالا از تاوه قطبی پوشن سپهری، دور از انتظار نیست.

شکلهای ۱-ج و ۱-د بهترتیب بیهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست را برای روز بیشینه از چرخه زندگی تاوههای قوی و ضعیف نشان میدهند. در اینجا، بی هنجاری مثبت (منفی) به معنای افزایش (کاهش) ارتفاع و بالا آمدن (پایین آمدن) سطح وردایست نسبت به میانگین بلندمدت در دوره موردمطالعه است. براساس شکل ۱–ج می توان گفت به طور کلّی با افزایش عرض جغرافیایی، افزایش بیهنجاری ارتفاع وجود دارد؛ به عبارت دیگر، تغییرات ارتفاع وردایست در دوره تاوههای قوی نسبت به میانگین بلندمدت، در عرض های بالا بزرگ-تر و در جهت کاهش و پایین آمدن سطح وردایست است. مطابق شکل ۱-د که مربوط به بی هنجاری ارتفاع وردایست در روزهای بیشینه دورههای تاوه ضعیف است، بزرگئترین بی هنجاری در مرکز دریای مدیترانه، ناحیه کوچکی از چین و شمال اروپا به میزان ۶۰۰– تا ۱۰۰۰ ژئوپتانسیلمتر قرار دارد. پس از آن می توان بی هنجاری شمال شبهجزیره عربستان به مقدار ۴۰۰+ ژئوپتانسیل متر 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

و ۱–د، می توان نتیجه گرفت که تغییرات ارتفاع وردایست در دوره تاوههای قوی و ضعیف، نسبت به میانگین بلندمدت، در بیشتر مناطق رفتار یکسانی دارند و در هر دو دوره، در عرضهای میانی ازجمله 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 تاومهای قطبی قوی و شکلهای (ب)، (د) و (و) مربوط به تاومهای ضعیف هستند.

بسیاری از مناطق مقادیر بی هنجاری درخور توجه نیست. همچنین در الگوی دمای پتانسیلی وردایست در روزهای بیشینه 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، بی هنجاری مثبت به میزان ۲ تا ۶ کلوین و در سایر نواحی به همین میزان بی هنجاری 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 کلّی می توان گفت دمای پتانسیلی وردایست در بیشتر مناطق نسبت به میانگین بلندمدت کاهش دارد. نکته دیگر آنکه الگوی بیهنجاری دمای پتانسیلی وردایست در چرخه زندگی تاوه های 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 عرضهاي مياني و بالا ازجمله جنوبغرب آسيا است.

> ۳–۳ مطالعه موردی تاوههای قطبی قوی و ضعیف ۳–۳–۱ تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح ۳۵۰ کلوین پس از حذف رخداد 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 بهترتیب بهعنوان قوی ترین و ضعیف ترین تاوه در دوره مورد مطالعه انتخاب شدند. بخشی از چرخه زندگی تاوه قوی سال ۱۹۷۴ بر حسب 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 UVV ۲ دارند و بیرون از تاوه قرار می گیرند. تاوایی پتانسیلی قسمتهای شمالی حوزه بین عرض ۴۰ درجه شمالی تا قطب، VVV ۲ UV ۲ است که مربوط به درون تاوه است. در

عرض های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی، شیو شدید تاوایی پتانسیلی دیده میشود و لبه تاوه در این محدوده واقع است. بهاینترتیب، 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 پايين درياي مديترانه مي گذرد و در شرق ايران، لبه تاوه از عرضهای بالاتری عبور می کند. همچنین مشاهده میشود که توزیع تاوایی پتانسیلی روی ایران مداریتر از اطراف آن است. در روز صفر از شکل ۲، شیوهای تاوایی پتانسیلی اندکی ضعیف تر 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 قسمت های غربی ایران قرار دارد. در روز ۴+ می توان 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 می توان گفت که عرض های جنوبی تر ایران بیرون از منطقه تأثير تاوه قطبي قرار دارند و درنتيجه مي توان يكسان بودن الگوی میانگین بلندمدت کمّیتهای وردایست و میانگین آنها را در دورههای تاوه قوی و ضعیف در این عرض های جغرافیایی توجیه کرد.

جرخه زندگی متناظر برای تاوه قطبی ضعیف سال جرخه زندگی متناظر برای تاوه قطبی ضعیف سال مهم برای تشخیص شدت و ضعف تاوه قطبی، مساحت سطحی است که تاوه قطبی دربرمی گیرد. 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 می شود که در روزهای بعد نیز همچنان فعال است. در روز ۱۰+، ناوهای روی ایران و پشته ای در غرب آن تشکیل و سبب گسترش پایین سوی لبه تاوه در قسمتهای جنوبی ایران تا عرض



شکل ۲. تاوایی پتانسیلی در سطح ۳۵۰ کلوین برای رخداد تاوه قوی سال ۱۹۷۴ (بازه پربندی ۱۹۷۷ ۱ معادل (skg) ۲۰<sup>۰۶</sup> 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 پوشنسپهری قوی باید تغییرات طی رخداد تاوه ضعیف سال ۲۰۰۹ بخشهای زیادی از کشور ایران در منطقه شکست امواج راسبی قرار گرفت؛ درنتیجه آثار مستقیم ناشی از خود تاوه بر منطقه ایران چشمگیر نیست. درمقابل، در مورد تاوه قوی سال ۱۹۷۴،



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 **شکل ۳.** تاوایی پتانسیلی در سطح ۳۵۰ کلوین برای رخداد تاوه ضعیف سال ۲۰۰۹.

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 می شود.

## ۳-۳-۳ 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

اختصار)، از دو روز پیش از روز بیشینه (روز صفر) تا ده روز پس از روز بیشینه بیهنجاری شدت تاوه بررسی میشود (بهترتیب 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



19



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) ۲+.

فشار بیش از ۶۰۰ هکتوپاسکال بهچشم میخورد. در روز ۲+، این مراکز پرفشار وجود ندارند ولی از روز ۴+ مجدداً در محل قبلی روی سیبری یک مرکز پرفشار دیده میشود. این روند تناوبی از تقویت و تضعیف مراکز پرفشار در روزهای مختلف تکرار میشود و بهتدریج فشار در این مناطق به حدود ۱۰۰ هکتوپاسکال افزایش مییابد. 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 میشود.

با توجه به شکل ۵، بهطور کلّی، وردایست بر فراز عرضهای جنوبی مرتفعتر است و با رفتن به عرضهای شمالی، ارتفاع ژئوپتانسیلی آن کاهش مییابد. در روزهای نخست، منطقه گستردهای با ارتفاع ژئوپتانسیلی ۶ تا ۹ ژئوپتانسیل کیلومتر در عرضهای میانی دیده میشود که از سمت غرب نقشه، ارویا و شمالگان و از سمت شرق، سراسر روسیه و نواحی مرکزی ایران و شرق آن را دربرمی گیرد. این منطقه در روزهای بعد وسیع تر می شود، بهطوریکه در روز صفر به بیشترین وسعت خود در شمالگان میرسد و سراسر شمالگان و عرضهای میانی را پوشش میدهد. همچنین زبانهای از آن تا شرق دریای خزر گسترش یافته است. بهاین ترتیب، ارتفاع وردایست در این منطقه حدود ۳ ژئوپتانسیل کیلومتر پایینتر 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 جابهجایی شرقسوی این نوار و تحت تأثیر قرار دادن ایران، ارتفاع وردایست در نواحی مختلف ایران کاهش

یافته است؛ از اینرو، در روزهای بعد، تاشدگیهایی از وردایست بر فراز منطقه ایران وجود دارد. در مجموع می توان گفت بهدنبال استقرار شرایط تاوه قوی، ارتفاع ژئوپتانسیلی وردایست بر فراز مناطقی کاهش مییابد که درون تاوه قرار می گیرند. مطابق انتظار، آثار ناشی از تاوه، بهویژه در روزهای نزدیک به روز بیشینه بی هنجاری (قلّه)، در عرضهای بالا چشمگیرتر است و پس از آن به تدریج این آثار به سایر مناطق منتقل می شود. از آنجا که 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، همانطور که انتظار میرود، بهطور کلّی با افزایش عرض جغرافیایی، دمای پتانسیلی وردایست کاهش می یابد. در روز ۱+ زبانهای 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 ۴۶ بر نواحی مرکزی ایران حاکم شده است بهطوری 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 مستقيمي با تاوه قطبي 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 عرضهای بالاتر ایجاد و بهتدریج به عرضهای پایینتر منتقل میشود. با توجه به غربی بودن جریانات، بیهنجاریها با حرکتهای شرقسو و جنوب سو در حوزه مورد بررسي جابه جا مي شوند.



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

۳–۳–۳ ضرایب همبستگی بین شاخص تاوه قطبی و کمیتهای وردایست در این بخش، ضرایب همبستگی بین شاخص تاوه قطبی (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲) و کمیتهای وردایست

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



330 360 390 420 450 480 240 510

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

نتایج، میزان تأخیر زمانی تأثیر تاوه قطبی بر وردایست روی ایران مشخص میشود.

در شکل ۷، بیشینه همبستگی معکوس بین شاخص تاوه قطبی وکمیت فشار وردایست به میزان ۸/۰ در روز ۲– وجود دارد و پس از آن بهتدریج مقادیر همبستگی کاهش

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

شکل تاوه است. همزمان با این تغییر، معکوس شدن روند همبستگی و پس از آن افزایش همبستگی مستقیم روی ایران بهچشممیخورد. بیشینه این مقادیر در روزهای ۸+ تا ۱۰+ به میزان ۸/۰ رخ داده است و سپس مقادیر همبستگی تا حدود ۴/۰- 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 بهصورت مستقیم و با مقادیر ۴/۰ تا ۴/۰ است. بین روزهای ۶+ تا ۱۴+ همبستگی معکوس دیده میشود که بیشینه آن با مقدار ۸/۰- در روزهای ۸+ تا ۱۰+ رخ داده است. از آنجاکه منطقه ایران در عرضهای پایین تر 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 مشاهدهشده در روزهای بعد را شاید بتوان مربوط به تاوه قطبی دانست. بهاین ترتیب، همبستگی معکوس در منطقه ایران برقرار

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 ۲/۰- تا ۸/۰-متغیر است. بیشینه همبستگی با مقدار ۸/۰ – 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 قوی تر 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 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 پوشنسپهری با ساختار وردایست دینامیکی در منطقه جنوبغرب 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 درنظرگرفتن شرایط فوق، ۴۲ رخداد مربوط به تاوه قطبی قوی و ۴۶ رخداد مربوط به تاوه ضعیف شناسایی شد. بهطور کلّی، در منطقه موردبررسی، 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. بهعبارتی، تغییرات چشمگیر در کمیتهای وردایست بهدنبال 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 دقیق تر موضوع، موردهای حدّی رخدادها حذف و تنها تاوههای با دوام بین ۹ تا ۴۰ روز حفظ شدند. سپس یک مورد از قوی ترین و یک مورد از ضعیف ترین رخدادهای باقی مانده با بیشینه بی هنجاری و بالاترین دوام ها انتخاب شد. مورد تاوه قوی مربوط به روزهای ۱۷ ام تا ۵۰ ام سال ۱۹۷۴ و مورد تاوه ضعیف مربوط به روزهای ۱۷ ام تا ۱۹۵۴ مسال 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 تاشدگی وردایست بر فراز مناطق وردایست باوه مشاهده شد. به این ترتیب، یکی از دلایل

احتمالی ایجاد یا تقویت تاشدگیهای 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 عرض های میانی منطقه ایران در ناحیه درون تاوه واقع شدهاند و بیشتر متأثر از آثار مستقیم این تاوه هستند؛ بنابراین می توان نتیجه گرفت که پس از رخداد تاوه قطبی پوشنسپهری قوی باید تغییرات ناشی از این تاوه را در کمیتهای وردایست بر فراز منطقه موردبررسی 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 قطبي قوى و بيشينه تغييرات كمّيتهاي وردایست هشت تا ده روز تأخیر وجود دارد. به عبارت دیگر، حدود هشت تا ده روز لازم است تا اثر تاوه قطبی قوى به ايران منتقل شود.

در مجموع می توان گفت آثار ناشی از تاوه قطبی پوشن سپهری در منطقه ایران نسبت به مناطقی چون آمریکای شمالی و شمال آسیا واقع بر عرض های جغرافیایی بالا کمتر است، اما با توجه به زمان و میزان تأثیر آن بر وردایست در منطقه ایران، قطعاً از اثر آن در پیش بینی های میان مدت و بلندمدت نمی توان چشم پوشی کرد؛ از این رو، بررسی و مطالعه هرچه بیشتر و جامع تر در این زمینه شایان اهمیت است.

- Pearson, K., 1895, Notes on regression and inheritance in the cases of two parents: Proceedings of the Royal Socitey of London, 58, 240-242.
- Perlwitz, J., and Graf, H. F., 1995, The statistical connection between tropospherc 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 وردایست دینامیکی روی ایران: پایاننامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. عباسزاده اقدم، کک، محبالحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، فی، ۱۳۹۳، بررسی اثرهای اقلیمشناختی تاوه قطبی پوشنسپهر در منطقه جنوبغرب آسیا: مجله فیزیک زمین و فضا، •ع(۴)، ۱۲۷–۱۳۸. میررکنی، م.، محبالحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۲، نقش گردشهای یوشنسیهر در

بی هنجاری های اقلیمی زمستان های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸:

مجلة ژئوفيزيک ايران، 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 Borhani<sup>1</sup>, Farhang Ahmadi-Givi<sup>2\*</sup>, Alireza Mohebalhojeh<sup>3</sup> and Mohammad Mirzaei<sup>4</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Graduate, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran <sup>4</sup>Assistant 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 longrange 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  $10^{-6}$  m<sup>2</sup> K s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>) 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