

## اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در نیمکره شمالی (۱۹۷۹-۲۰۲۰)

محمد مرادی\*

دانشیار، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۹/۲۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۱/۳۰)

### چکیده

در این مقاله با استفاده از داده‌های دما و فشار وردایست گرمایی و دما در سطوح مختلف فشاری که از بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا گرفته شده است، کمیت بسامد شناوری برانت-وایسالا ( $N^2$ ) در ترازهای مختلف فشاری محاسبه شد. در ادامه میانگین مداری این کمیت‌ها در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره به‌دست آمد و تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در طول دوره رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بررسی شد. نتایج نشان داد که در نوزده رخداد گرمایش انتخابی در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۲۰، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر سبب ایجاد بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری دما و فشار وردایست شده است. از این‌رو در همه این موارد، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر از طریق افزایش دمای وردایست و کاهش ارتفاع آن، سبب توسعه پوشش سپهر یا کاهش عمق وردسپهر شده است. به‌علاوه کاهش ارتفاع وردایست در منطقه کلاهدک قطبی، بیشتر از منطقه عرض‌های میانی است. همچنین دیده شد که قبل از گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، پایداری ایستایی (بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری  $N^2$ ) در پوشش سپهر افزایش و در هنگام گرمایش کاهش (بی‌هنجاری منفی میانگین مداری  $N^2$ ) یافته است. این تغییرات نیز در کلاهدک قطبی بیشتر از منطقه عرض‌های میانی است. این نتیجه نشان می‌دهد که ساختار پایداری ایستایی در پوشش سپهر پایین و اطراف وردایست در کلاهدک قطبی بیشتر تحت‌تأثیر عامل ایجاد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر است.

واژه‌های کلیدی: گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، وردایست گرمایی، وردسپهر، بسامد شناوری برانت-وایسالا، میانگین مداری.

### ۱. مقدمه

امواج گرمایی و سرمایی شدید، آلودگی هوا، باد شدید، توفان‌ها، تغییر مسیر حرکت توفان‌های گرمسیری و تغییر پوشش یخ دریا مؤثر است. این پدیده‌ها می‌توانند برای سلامت انسان، زیر ساخت‌ها و اکوسیستم سطح زمین مخرب باشند (دومیسن و باتلر، ۲۰۲۰). وردایست مرز فیزیکی بین وردسپهر و پوشش سپهر است که در اوایل قرن بیستم کشف شد (برهانی، ۱۳۹۷). این مرز اغلب با تغییر ناگهانی در ساختار گرمایی، پوششی و شیمیایی جو قابل ردیابی است. ارتفاع وردایست تحت‌تأثیر فرایندهای دینامیکی وردسپهر و گرمایش پوشش سپهر (وانگ و همکاران، ۲۰۱۶) قرار دارد و با تغییر عرض جغرافیایی، فصل و حتی از یک روز به روز دیگر تغییر می‌کند. وردایست از دیدگاه‌های مختلفی تعریف

پوشش سپهر لایه‌ای از جو است که به‌طور متوسط در ارتفاعات ۱۰ تا ۵۰ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و به‌سبب تغییرات آهسته گردش پوشش سپهری، منبع مهمی برای تغییرات وضع هوا و اقلیم در سطح زمین در مقیاس‌های مختلف از چند هفته تا چند دهه است و می‌تواند به پیش‌بینی وضع هوا در وردسپهر زیرین کمک کند (دومیسن و باتلر، ۲۰۲۰). وردسپهر در زیر پوشش سپهر، لایه‌ای است که خواص دینامیکی و شیمیایی متفاوتی با لایه بالایی خود دارد. مطالعات جفت‌شدن بین پوشش سپهر و وردسپهر نشان داده است که پوشش سپهر از طریق گرمایش ناگهانی، شکست امواج، نوسان شبه دوسالانه و تغییرات ازون کلی، به‌طور وسیعی در طیف گسترده‌ای از پدیده‌های مخرب جوی وردسپهری شامل

شده است. سازمان هواشناسی جهانی در سال ۱۹۵۷ با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های کاوش جو، وردایست گرمایی را به‌عنوان پایین‌ترین لایه‌ای از جو تعریف کرد که در آن آهنگ افت دما به ۲ کلوین بر کیلومتر و یا کمتر برسد و این شرایط حداقل تا ارتفاع ۲ کیلومتر برقرار باشد (سازمان هواشناسی جهانی، ۱۹۵۷). یکی از مزایای کاربردی تعریف وردایست گرمایی این است که به راحتی می‌توان ارتفاع وردایست را با استفاده از یک گمانه قائم دمایی تعیین کرد.

علاوه بر تعریف فوق، وردایست دینامیکی بر مبنای مقدار تاوایی پتانسیلی تعیین می‌شود که نسبت به تعریف گرمایی سازمان جهانی هواشناسی مناسب‌تر است؛ زیرا تاوایی پتانسیلی در شرایط بی‌دررو و عدم وجود اصطکاک پایستار است و بر خاصیت سطح مادی بودن وردایست تأکید دارد (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). بر مبنای این تعریف، وردایست دینامیکی به‌عنوان سطحی با مقدار تاوایی پتانسیلی ثابت تعریف می‌شود (برهانی و احمدی گیوی، ۱۳۹۷) که این مقدار ثابت در مطالعات مختلف از بازه ۱ تا ۴ واحد تاوایی پتانسیلی متفاوت است (برهانی و همکاران، ۱۳۹۷)، اگرچه در بیشتر مطالعات مقدار ۲ واحد تاوایی به‌عنوان شاخصه تعیین وردایست دینامیکی استفاده شده است.

مطالعات نظری نشان داده است که ارتفاع وردایست به تعادل بین فرایندهای تابشی و دینامیکی بستگی دارد. فرایند دینامیکی وردسپهر معمولاً توسط همرفت مرطوب در مناطق استوایی و توسط پیچک‌های کژفشاری و همرفت مرطوب در مناطق فوق استوایی کنترل می‌شود (گریس و همکاران، ۲۰۱۰). گرمایش بی‌دررو نزدیک وردسپهر بالا و پوشش سپهر پایین در مناطق فوق استوایی سبب می‌شود تا ارتفاع وردایست در مناطق فوق استوایی گرایش به کاهش داشته باشد (بیرنر، ۲۰۱۰). در مناطق قطبی ارتفاع وردایست به گرمایش ناگهانی پوشش سپهر مرتبط می‌باشد (زنگل و هونیکا، ۲۰۰۱).

گرمایش ناگهانی پوشش سپهر به یک آشفستگی بزرگ

مقیاس زمستانه پوشش سپهر قطبی اشاره دارد که به‌طور قابل ملاحظه‌ای دما و گردش در جو میانی را تحت تأثیر قرار می‌دهد (اگی‌یاوا و همکاران، ۲۰۱۷). در فصل زمستان که فقط امواج راسبی بزرگ مقیاس می‌توانند از وردسپهر به پوشش سپهر نفوذ کنند، در اثر شکست در پوشش سپهر فوقانی، سبب تضعیف شارش پایه غربی و وارونگی جهت آن به شرقی می‌شوند و بر اساس معادله باد گرمایی، دمای پوشش سپهر قطبی طی چند روز به شدت افزایش می‌یابد (رائو و همکاران، ۲۰۱۸). این پدیده که در دهه ۱۹۵۰ شناسایی شده است و به‌طور متوسط رخداد آن هر سال حدود ۰/۶ یا هر سه سال دو بار در برخی زمستان‌های قطب شمال رخ می‌دهد (چارلتون و پولوانی، ۲۰۰۷)، می‌تواند به جابه‌جایی یا شکست تاوه قطبی منجر شود.

گرمایش ناگهانی پوشش سپهر از دیدگاه سازمان هواشناسی جهانی، به دو نوع اصلی و فرعی دسته‌بندی شده است (مک اینتورف، ۱۹۷۸). بر اساس تعریف این سازمان، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر از نوع فرعی زمانی رخ می‌دهد که در بازه زمانی نوامبر تا آوریل در تراز ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین مداری دمای قطب بیشتر از میانگین مداری دما در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی باشد. نوع اصلی نیز زمانی اتفاق می‌افتد که در مدت افزایش جهشی دمای پوشش سپهری، میانگین مداری مؤلفه مداری باد در روی مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز ۱۰ هکتوپاسکال، از مقدار مثبت به منفی تغییر کند و سپس به مقدار مثبت برگردد (یامازاکی و همکاران، ۲۰۱۹).

گرمایش ناگهانی پوشش سپهر و وردایست گرمایی، به‌طور مجزا توسط پژوهشگران زیادی بررسی شده است ولی اثر گرمایش ناگهانی بر تغییرات وردایست گرمایی، کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در ادامه به‌طور کوتاه به چند نمونه از بررسی‌های اخیر که به ارتباط بین گرمایش ناگهانی و ویژگی‌های وردایست مناطق مختلف پرداخته‌اند، اشاره می‌شود.

بیرنر و همکاران (۲۰۰۲)، با استفاده از داده‌های رادیوسوند

نیمکره شمالی سبب شده است تا در یک کمربند بی‌هنجاری مثبت دمای هوا از آفریقا تا شرق آسیا و یک بی‌هنجاری منفی آن از شرق اقیانوس اطلس تا شرق روسیه مؤثر باشد. این شرایط سبب شد تا در شمال اقیانوس اطلس، یخ دریا ذوب شود و مقدار یخ در منطقه دستخوش تغییر شود. گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در نیمکره جنوبی نیز سبب شده است تا تاوه قطبی پوشش سپهر این نیمکره به سوی جنوب گسترش یافته و در نتیجه مسیر حرکت توفان‌ها به سمت استوا منحرف شود. همچنین این گرمایش سبب شده است تا ماندگاری امواج گرمایی خشک روی استرالیا بیشتر شود.

برهانی و همکاران (۱۳۹۹)، با استفاده از داده‌های بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۸۶، سازوکار جفت‌شدگی پوشش سپهر-وردسپهر را مطالعه کردند و با بررسی ۸۸ رخداد تاوه قطبی قوی و ضعیف پوشش سپهری و اثر آنها بر تغییرات فشار، ارتفاع و دمای پتانسیل وردایست، نشان دادند که بین شاخص تاوه قطبی تامپسون با فشار (ارتفاع و دمای پتانسیل) وردایست همبستگی مستقیم (معکوس) وجود دارد.

در ایران اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بر تغییرات ارتفاع وردایست تا کنون مورد توجه قرار نگرفته است از این رو هدف از این تحقیق بررسی آشکارسازی تغییرات دما و فشار وردایست گرمایی در حین رخداد چند گرمایش ناگهانی پوشش سپهر می‌باشد. این پژوهش چند بخش دارد. مواد و روش تحقیق در بخش دوم شرح داده شده است. بخش سوم به بحث و بررسی اختصاص دارد که در آن ابتدا تغییرات روزانه میانگین کمیت‌های هواشناسی مرتبط با موضوع تحقیق بحث شده است و سپس حالت‌های موردی تحلیل شده است. در انتها نیز جمع‌بندی و نتیجه‌گیری آورده شده است.

## ۲. روش پژوهش

در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل روزانه دما و فشار

دو ایستگاه کاوش جو آلمان که در عرض‌های جغرافیایی میانی قرار گرفته‌اند و تفکیک قائم بالایی نیز دارند، برای اولین بار لایه‌ای کم عمق در بالای وردایست ایستگاه‌های تحت بررسی آشکار کردند که پایداری ایستایی بالایی داشتند. این لایه بعداً لایه وارونگی وردایست نام گرفت. در ادامه بیرنر (۲۰۰۶)، با استفاده از داده‌های ۸۰ ایستگاه کاوش جو، لایه وارونگی وردایست را در ایستگاه‌های مختلف شناسایی کرد و با تحلیل جزئیات این لایه، نشان داد که لایه وارونگی وردایست در عرض‌های جغرافیایی بالا در زمستان هر دو نیمکره، عمیق‌تر و دمای وردایست ضعیف‌تر است ولی در تابستان عمق آن کمتر و دمای وردایست نیز پایین‌تر می‌باشد. بعدها پژوهشگران دیگری نشان دادند که لایه وارونگی وردایست در عرض‌های میانی در طول زمستان عمیق‌تر و مشخص‌تر می‌باشد (بل و گیلر، ۲۰۰۸؛ گریس و همکاران، ۲۰۱۰؛ راندال و وو، ۲۰۱۰). در مناطق حاره، چون ارتفاع وردایست بیشتر از مناطق قطبی است، از این رو تعریف لایه وارونگی وردایست بر پایه پایداری ایستایی پیچیده‌تر می‌شود (گیتل من و وانگ، ۲۰۱۵).

وانگ و همکاران (۲۰۱۶)، تغییرات وردایست در هنگام گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در ژانویه ۲۰۰۹ را بررسی کردند. آنها با استفاده از داده‌های سامانه دیدبانی صورت فلکی برای هواشناسی، یونسفر و اقلیم نشان دادند که در مدت گرمایش ۲۰۰۹، ارتفاع و دمای وردایست در کلاهیك قطبی نیمکره شمالی به ترتیب کاهش و افزایش یافته است.

دومیسن و باتلر (۲۰۲۰)، اثر محرک‌های پوشش سپهری بر پدیده‌های مخرب جوی فرین در سطح زمین دو نیمکره شمالی و جنوبی را بررسی کردند. آنها با استفاده از داده‌های بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا دو گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در نیمکره شمالی (۱۳ فوریه تا ۲۹ مارس ۲۰۱۸) و نیمکره جنوبی (۲۶ سپتامبر تا ۹ نوامبر ۲۰۰۲) را انتخاب و نشان دادند که گرمایش ناگهانی پوشش سپهری

از ۲۵ تا ۳۷ تغییر می‌کند. این محاسبات برای نوزده رخداد گرمایش (مانند گرمایش ناگهانی مربوط به سال‌های ۱۹۹۲، ۱۹۸۴ و ۲۰۰۹) انجام شد. برای تحلیل نحوه تغییر کمیت‌های فوق، موارد به‌دست آمده با میانگین بلندمدت ۶۰ ساله ۱۹۶۱-۲۰۲۰ مقایسه شد و بی‌هنجاری این کمیت‌ها به‌دست آمد. برای این کار در سال‌های مختلف دوره آماری، رابطه (۲) به‌کار برده شد و میانگین مداری روزانه هر کمیت در هر سال به‌دست آمد و سپس میانگین بلندمدت روزانه این کمیت‌ها از رابطه زیر محاسبه شد:

$$\bar{X}_{dLong} = \frac{1}{60} \sum_{y=1}^{60} \bar{X}_d \quad (3)$$

در معادله فوق، اندیس Long به میانگین بلندمدت اشاره دارد. برای بررسی توسعه پوشش سپهر از بسامد شناوری برانت-وایسالا در تراز ۱۰ هکتوپاسکال استفاده شد. این فراسنج در دستگاه مختصات دکارتی بر حسب  $10^{-4} S^{-2}$ ، با رابطه زیر نوشته می‌شود (وانگ و همگاران، ۲۰۱۶):

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4)$$

که در آن،  $\rho$  چگالی بر حسب کیلوگرم بر متر مکعب،  $g$  شتاب گرانی بر حسب متر بر مجذور ثانیه و  $\theta$  دمای پتانسیل بر حسب کلون می‌باشد. از آنجایی که داده‌های سطوح فشاری مختلف در دسترس قرار داشت، با استفاده از عملگر تبدیل بین دو دستگاه مختصات دکارتی و فشاری، بسامد شناوری برانت-وایسالا در دستگاه مختصات فشاری نوشته شد. چون آخرین تراز فشاری که داده‌های آن در دسترس قرار داشت تراز فشاری ۱۰ هکتوپاسکال بود، از این‌رو برای تبدیل مشتق دمای پتانسیل در دو تراز فشاری، از روش مشتق‌گیری پس‌سو استفاده شد. بنابراین در محاسبه بسامد شناوری برانت-وایسالا در هر نقطه شبکه دو بعدی منظم، از تغییرات دمای پتانسیل دو تراز ۲۰ و ۱۰ هکتوپاسکال استفاده شد:

$$N^2_{10hPa} = -\frac{\rho_{10hPa}}{\theta_{10hPa}} g^2 \frac{(\theta_{10hPa} - \theta_{20hPa})}{100(10hPa - 20hPa)} \quad (5)$$

وردیست گرمایی و نیز دمای روزانه در ترازهای مختلف فشاری روی یک شبکه منظم دو بعدی که نیمکره شمالی را در بر می‌گیرد، در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۶۱ استفاده شد. این داده‌ها از بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا گرفته شده است. چون گام شبکه‌ای این داده‌ها دو و نیم‌درجه است، از این‌رو در شبکه محدود به نیمکره شمالی، در روی هر مدار که طول جغرافیایی از صفر تا  $357/5$  درجه تغییر می‌کند، ۱۴۴ نقطه و در روی هر نصف‌النهار که عرض جغرافیایی از استوا تا قطب متغیر است، ۳۷ نقطه وجود دارد. بنابراین یک شبکه  $37 \times 144$  نقطه‌ای در نظر گرفته شد.

برای بررسی تغییرات دما و فشار وردیست در هنگام رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، ابتدا میانگین مداری دمای سطح ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین مداری دما و فشار وردیست در هر عرض جغرافیایی در روزهای مختلف سال رخداد از رابطه زیر محاسبه شد:

$$\bar{X}_{dj} = \frac{1}{nx} \sum_{i=1}^{nx} X_{dji} \quad (1)$$

که در آن به‌جای  $X$ ، دما و فشار وردیست گرمایی و نیز دما در ترازهای مختلف فشاری و بسامد شناوری برانت-وایسالا در تراز فشاری ۱۰ هکتوپاسکال قرار گرفته است. زیرنویس  $i$  که از یک تا  $nx = 144$  تغییر می‌کند، به شماره نقاط در راستای مداری اشاره دارد. اندیس  $d$  برای روزهای مختلف سال از اول ژانویه تا سی و یکم دسامبر به‌کار برده شده است. از اندیس  $j$  نیز برای مشخص کردن شماره نقاط در راستای نصف‌النهار استفاده شده است. برای سه محدوده کلاهی قطبی  $[60-90 N]$ ، عرض‌های میانی  $[30-60 N]$  و منطقه حاره  $[0-30 N]$ ، به ترتیب با  $ny=12$ ،  $ny=12$  و  $ny=13$  نقطه، میانگین نصف‌النهاری از رابطه زیر مشخص شد:

$$\bar{X}_d = \frac{1}{ny} \sum_{i=k}^{myk} \bar{X}_{dji} \quad (2)$$

در این رابطه اندیس  $j$  برای منطقه حاره از یک تا ۱۲، برای منطقه عرض‌های میانی از ۱۳ تا ۲۴ و برای کلاهی قطبی

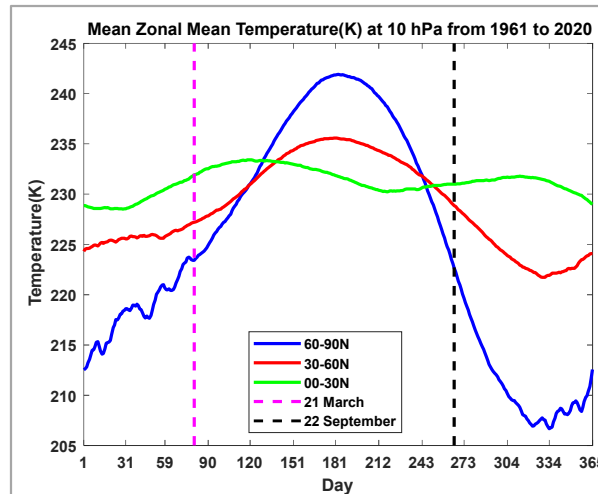
کمتر است ولی در فصل گرم این مقدار افزایش می‌یابد. این تغییرات به سبب افزایش زاویه میل خورشیدی و در نتیجه افزایش طول مدت آفتاب‌گیری منطقه و افزایش دما رخ می‌دهد.

شکل‌های ۲-الف و ۲-ب به ترتیب تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری دما و فشار سطح وردایست در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. سطح وردایست پایین‌ترین سطح فشاری است که در آن سطح دما ضمن دارا بودن شرایط وردایست، به کمینه مقدار خود رسیده است. در شکل ۲-الف دیده می‌شود که متوسط بلندمدت میانگین مداری دمای وردایست در منطقه عرض‌های نزدیک استوا، تغییر قابل توجهی ندارد و کمترین مقدار را به خود اختصاص داده است. در منطقه کلاهدک قطبی، تغییرات روزانه این کمیت قابل توجه است به طوری که مقدار آن در فصل گرم افزایش می‌یابد. همچنین مقدار این کمیت نسبت به مدت مشابه در منطقه عرض میانه بیشتر (حدود ۱۰ درجه) و نسبت به منطقه حاره خیلی بیشتر (به طور متوسط ۲۵ درجه) است. شکل ۲-ب نشان می‌دهد که متوسط بلندمدت میانگین مداری فشار سطح وردایست در منطقه عرض میانه در تمام روزهای سال بین دو منطقه حاره و کلاهدک قطبی قرار دارد به طوری که ارتفاع وردایست در منطقه حاره (در اطراف تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال) بیشتر از دو منطقه دیگر است. تغییرات روزانه ارتفاع وردایست در منطقه عرض میانه (در اطراف تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال) نیز بیشتر از منطقه کلاهدک قطبی (در اطراف تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال) است. بیشترین تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری فشار وردایست به منطقه عرض میانه و کلاهدک قطبی اختصاص دارد.

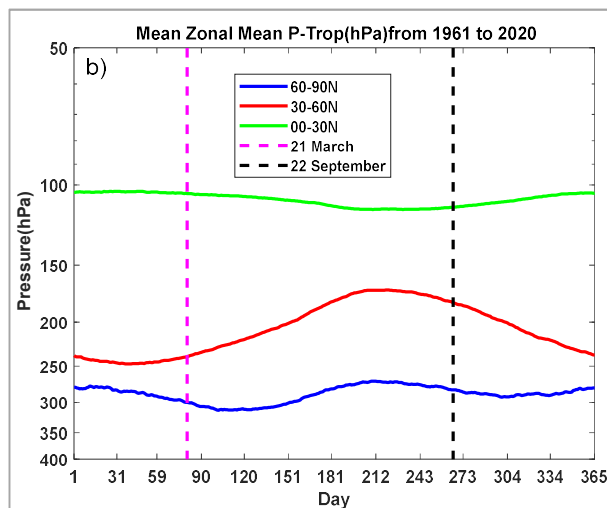
برای تحلیل اثر گرمایش بر تغییرات وردایست گرمایی، یک گرمایش فرعی و هیجده گرمایش نوع اصلی که بر اساس مطالعه مرادی (۱۳۹۹الف) در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۲۰ آشکار شده بود، انتخاب شد. برای کاهش حجم مطالب، فقط نتایج مربوط به یک حالت موردی نوع فرعی و دو حالت موردی نوع اصلی به تفسیر آورده شده است. در نوع فرعی، موردی انتخاب شد که در آن بیشترین تغییرات میانگین سرعت باد مداری رخ داده است (۱۴ ژانویه ۱۹۹۲). دو نوع گرمایش اصلی انتخابی، مواردی هستند که در هنگام رخداد آنها هسته تاوه قطبی پوشش سپهر جابه‌جا (۲۴ فوریه ۱۹۸۴) یا به دو سلول مجزا (۲۳ ژانویه ۲۰۰۹) تقسیم شده است. شایان ذکر است که در این پژوهش فشار وردایست گرمایی که معرف سطح وردایست گرمایی است، پایین‌ترین تراز فشاری است که در آن کمترین دمای نیم‌رخ قائم دما ثبت شده است و شرایط تعریف وردایست را مطابق تعریف WMO، برآورده می‌کند.

### ۳. بحث

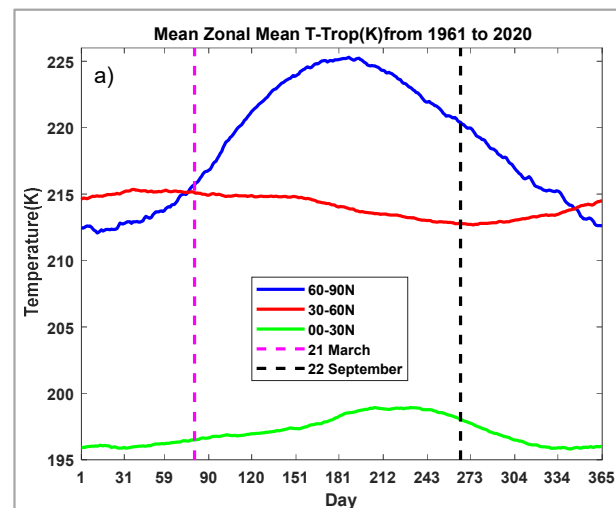
شکل ۱ تغییرات روزانه میانگین بلندمدت میانگین مداری دمای تراز ده هکتوپاسکال در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که این کمیت در منطقه حاره به سبب قابل توجه نبودن تغییرات روزانه دما در عرض‌های نزدیک استوا، تغییر قابل توجهی ندارد. در منطقه کلاهدک قطبی، تغییرات روزانه میانگین بلندمدت میانگین مداری دما در تراز ده هکتوپاسکال قابل توجه است. مقدار این کمیت در فصل سرد کلاهدک قطبی نسبت به مدت مشابه در دو منطقه عرض‌های میانی و حاره



شکل ۱. تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری دمای تراز ده هکتوپاسکال (بر حسب کلونین) در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ در سه منطقه کلاهک قطبی در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۶۰-۹۰ درجه شمالی (خط آبی)، عرض‌های میانی در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شمالی (خط قرمز) و منطقه حاره در محدوده استوا تا ۳۰ درجه شمالی (خط سبز). خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



(ب)

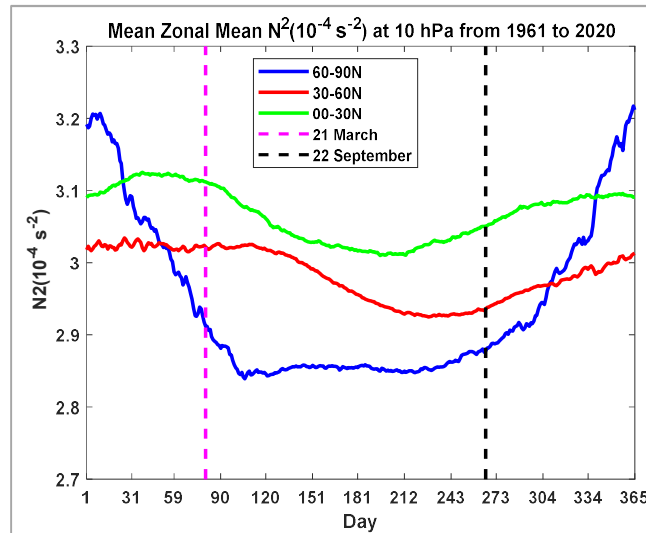


(الف)

شکل ۲. تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری (الف) دمای و (ب) فشار و (بر حسب کلونین) در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ در سه منطقه کلاهک قطبی در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۶۰-۹۰ درجه شمالی (خط آبی)، عرض‌های میانی در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شمالی (خط قرمز) و منطقه جنب حاره در محدوده استوا تا ۳۰ درجه شمالی (خط سبز). خط‌چین‌ها معرف روز اول بهار (۲۱ مارس) و پایان تابستان (۲۲ سپتامبر) می‌باشند.

کاهش تابش خورشیدی به منطقه کلاهک قطبی، مقدار این کمیت در این منطقه افزایش می‌یابد و پس از رسیدن به مقدار بیشینه خود، از اول بهار این مقدار کاهش یافته است. در دو منطقه دیگر در فصل سرد تغییرات این کمیت قابل توجه نمی‌باشد. این تحلیل با معادله شناوری برانت-وایسالا هماهنگ است به طوری که گرم (سرد) شدن پوشش سپهر با مقادیر پایین (بالای) شناوری همراهی دارد.

شکل ۳ تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری بسامد شناوری برانت-وایسالا در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که مقدار این کمیت در فصل گرم در منطقه حاره بیشتر از دو منطقه دیگر است. این مقدار در این فصل در منطقه کلاهک قطبی کمتر از منطقه عرض‌های میانی می‌باشد. از اول پاییز با



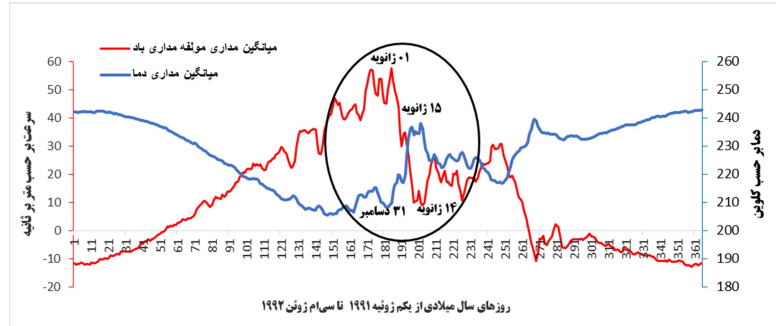
شکل ۳. تغییرات روزانه متوسط بلندمدت میانگین مداری بسامد شناوری برانت وایسالا (بر حسب  $10^{-4} s^{-2}$ ) در دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۲۰ در سه منطقه کلاهک قطبی در محدوده ۶۰-۹۰ درجه شمالی (خط آبی)، عرض‌های میانی در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شمالی (خط قرمز) و منطقه جنب حاره در محدوده استوا تا ۳۰ درجه شمالی (خط سبز). خط‌چین‌ها معرف روز اول بهار (۲۱ مارس) و پایان تابستان (۲۲ سپتامبر) می‌باشند.

قطبی را نشان می‌دهد که در اثر رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر ایجاد شده است. در این مورد دمای منطقه عرض‌های میانه نیز افزایش یافته است و بی‌هنجاری +۵ درجه را ایجاد کرده است. بر خلاف دو منطقه فوق، بی‌هنجاری در منطقه حاره منفی است و مقدار آن کوچک‌تر از دو منطقه دیگر است و نشان می‌دهد که گرمایش ناگهانی در این حالت موردی سبب کاهش دما در منطقه حاره شده است. شکل ۶ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۹۲ را نشان می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که بی‌هنجاری مثبت در منطقه کلاهک قطبی ابتدا کم و سپس بعد از گذشت چند روز، از پنجم ژانویه ۱۹۹۲، افزایش یافته است. این شرایط با مقدار کمتر در عرض‌های میانی نیز ایجاد شده است. در منطقه حاره نیز بی‌هنجاری مثبت کاهش یافته است و با تأخیر چند روزه، این کمیت افزایش نشان داده است.

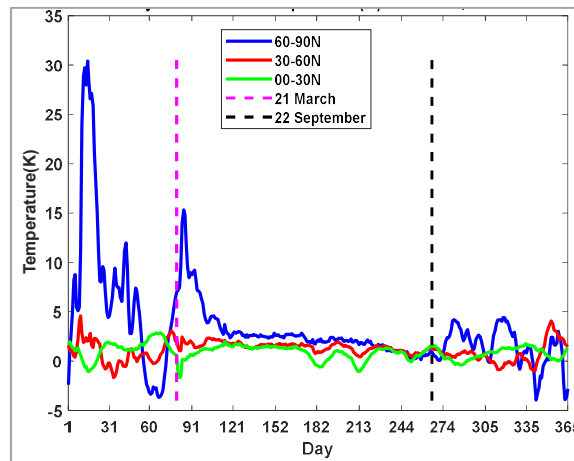
### ۳-۱. گرمایش فرعی ژانویه ۱۹۹۲

گرمایش ناگهانی پوشش سپهر که در ژانویه ۱۹۹۲ رخ داده است، از نوع فرعی است و در آن در سطح فشاری ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین مداری مؤلفه مداری باد ۵۰ متر بر ثانیه کاهش و میانگین مداری دما سی درجه افزایش داشته است (شکل ۴) و در مدت گرمایش علامت مقادیر میانگین مداری مؤلفه مداری باد، تغییر نکرده است. در این گرمایش، میانگین مداری مؤلفه مداری باد در تراز ده هکتوپاسکال از ۵۸ متر بر ثانیه در روز یکم ژانویه ۱۹۹۲، به ۸ متر بر ثانیه در روز چهاردهم ژانویه تغییر کرده است. طی این مدت میانگین دمای پوشش سپهر از ۲۰۸ کلوین در شروع گرمایش، به ۲۳۸ کلوین افزایش یافته است (مرادی، ۱۳۹۹ب).

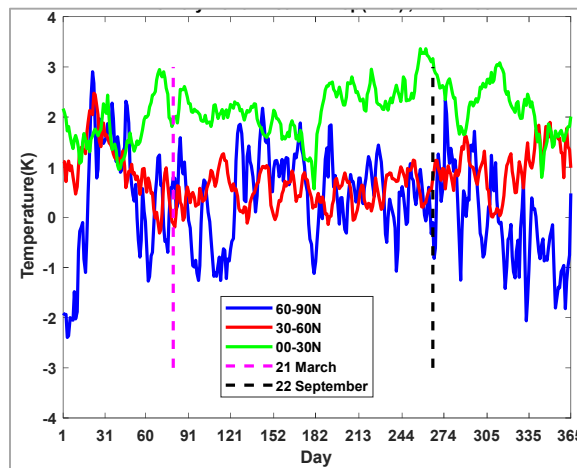
شکل ۵ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دما نسبت به بلندمدت در تراز فشاری ده هکتوپاسکال در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۹۲ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت سی درجه در اوایل ماه ژانویه این سال در منطقه کلاهک



شکل ۴. تغییرات روزانه میانگین مدارهای مولفه مداری باد (متر بر ثانیه) و دما (کلون) در روی مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز فشاری ۱۰ هکتوپاسکال در روزهای یکم ژوئیه ۱۹۹۱ تا سوم ژوئن ۱۹۹۲ (مرادی، ۱۳۹۹).



شکل ۵. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مدارهای دما بر حسب کلون در تراز فشاری ده هکتوپاسکال در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۹۲. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



شکل ۶. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مدارهای دمای وردایست در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۹۲. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.

می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که بی‌هنجاری مثبت در منطقه کلاهک قطبی بعد از گذشت چند روز، ابتدا افزایش، سپس کاهش و دوباره از چهاردهم ژانویه تا سوم

شکل ۷ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مدارهای فشار وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۹۲ را نشان

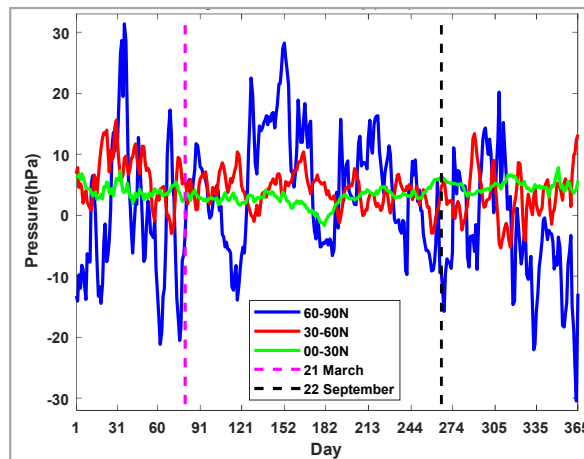


## ۲-۳. گرمایش اصلی فوریه ۱۹۸۴

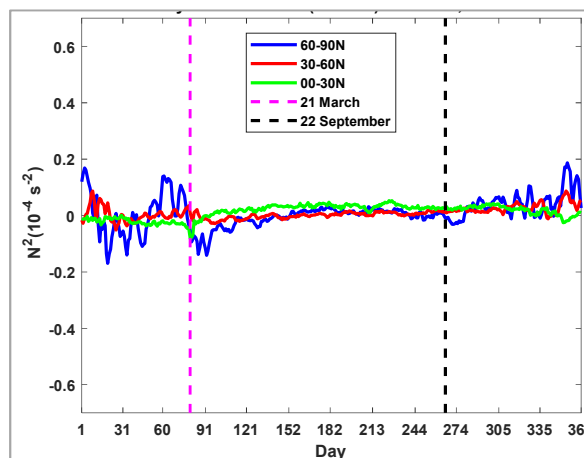
در گرمایش ناگهانی پوشش سپهر که در فوریه ۱۹۸۴ رخ داده است، در سطح فشاری ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین مداری مؤلفه مداری باد از حدود ۷۱ متر بر ثانیه به ۱۲- متر بر ثانیه کاهش و میانگین مداری دما سی و پنج درجه افزایش داشته است. در این مورد چون در مدت گرمایش علامت مقادیر میانگین مداری مؤلفه مداری باد تغییر کرده است، از این رو این گرمایش از نوع اصلی می باشد. در این مورد مرکز تاوه قطبی پوشش سپهری نسبت به حالت اولیه ۱۰ درجه به سوی شرق و ۷/۵ درجه به سوی جنوب جابه جا شده (شکل ۹) و در حین جابه جایی مرکز تاوه نیز ۶۳۶/۴ ژئوپتانسیل متر تضعیف شده است (مرادی، ۱۳۹۹ الف).

فوریه ۱۹۹۲، افزایش یافته است. این شرایط با مقدار کمتر در عرض های میانی نیز ایجاد شده است و در منطقه حاره نیز بی هنجاری مثبت با مقدار کم دیده می شود. در این حالت موردی در دو منطقه کلاهدک قطبی و عرض های میانی مقدار بی هنجاری  $N^2$  منفی است ولی در منطقه حاره تغییرات قابل توجه نیست (شکل ۸).

چنین به نظر می رسد که در این حالت موردی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در دو منطقه کلاهدک قطبی و عرض های میانی سبب شده است تا فشار (دما) وردایست کاهش (افزایش) یابد و ارتفاع آن کمتر شود. در منطقه حاره این تغییرات با تأخیر چند روزه و به مقدار کم رخ داده است.



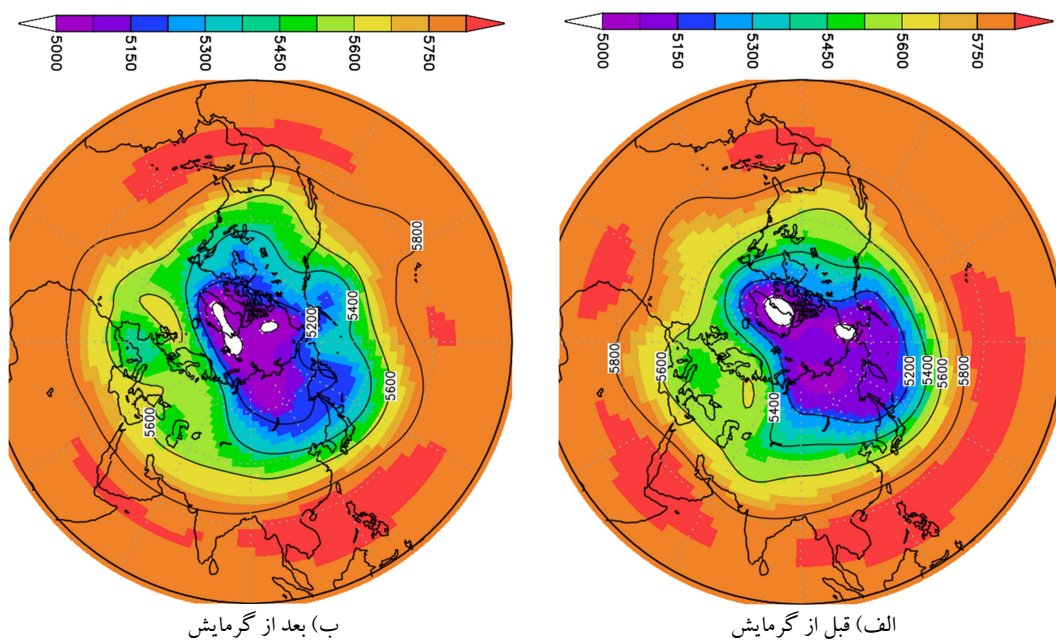
شکل ۷. تغییرات روزانه بی هنجاری میانگین مداری فشار وردایست در سه منطقه کلاهدک قطبی (خط آبی)، عرض های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۹۲. خط چین ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می باشند.



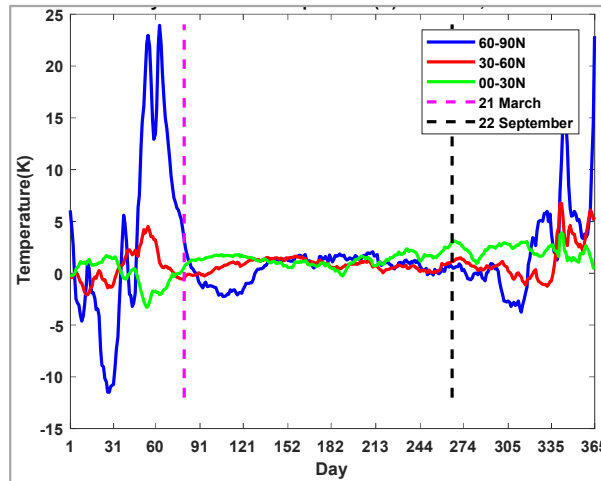
شکل ۸. تغییرات روزانه بی هنجاری میانگین مداری بسامد شناوری برانت-وایسلا (بر حسب  $10^{-4} s^{-2}$ ) در سه منطقه کلاهدک قطبی (خط آبی)، عرض های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۹۲. خط چین ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می باشند.

در منطقه حاره مقدار بی‌هنجاری مثبت کوچکی با چند روز تأخیر رخ داده است. شکل ۱۲ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری فشار وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت حدود بیست و پنج درجه در ماه فوریه این سال در منطقه کلاهدک قطبی را نشان می‌دهد که در اثر رخداد گرمایش ناگهانی پوشن سپهر ایجاد شده است. در این مورد دمای منطقه عرض‌های میانی نیز افزایش یافته است و بی‌هنجاری +۵ درجه را ایجاد کرده است. بر خلاف دو منطقه فوق، بی‌هنجاری در منطقه حاره منفی است و مقدار آن کوچک‌تر از دو منطقه دیگر است و نشان می‌دهد که گرمایش ناگهانی در این حالت موردی نیز سبب کاهش دما در منطقه حاره شده است. شکل ۱۱ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت در منطقه کلاهدک قطبی و در عرض‌های میانی در ماه فوریه ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد که مقدار آن در منطقه کلاهدک قطبی بیش از منطقه عرض‌های میانی است. کمی افزایش یافته است (شکل ۱۳).

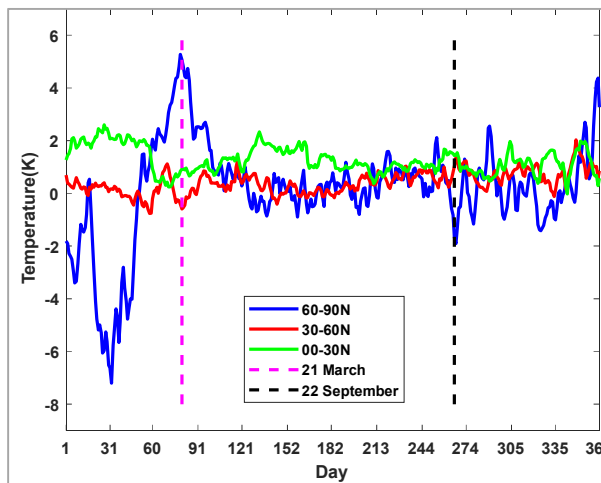
شکل ۱۰ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دما در تراز فشاری ده هکتوپاسکال نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت حدود بیست و پنج درجه در ماه فوریه این سال در منطقه کلاهدک قطبی را نشان می‌دهد که در اثر رخداد گرمایش ناگهانی پوشن سپهر ایجاد شده است. در این مورد دمای منطقه عرض‌های میانی نیز افزایش یافته است و بی‌هنجاری +۵ درجه را ایجاد کرده است. بر خلاف دو منطقه فوق، بی‌هنجاری در منطقه حاره منفی است و مقدار آن کوچک‌تر از دو منطقه دیگر است و نشان می‌دهد که گرمایش ناگهانی در این حالت موردی نیز سبب کاهش دما در منطقه حاره شده است. شکل ۱۱ تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت در منطقه کلاهدک قطبی و در عرض‌های میانی در ماه فوریه ۱۹۸۴ را نشان می‌دهد که مقدار آن در منطقه کلاهدک قطبی بیش از منطقه عرض‌های میانی است.



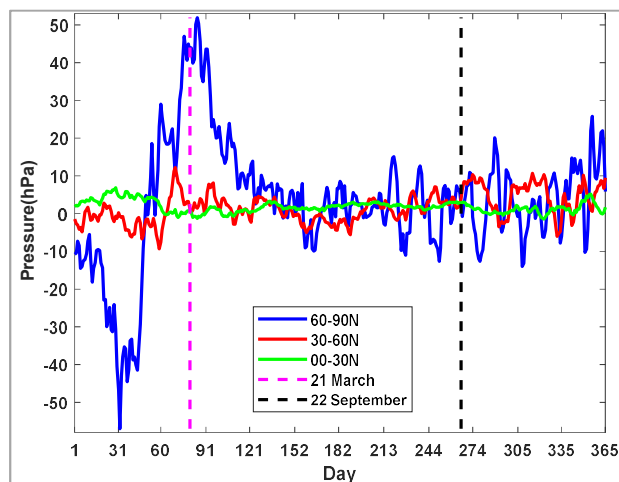
شکل ۹. الف) موقعیت اولیه تاوه قطبی قبل از جابه‌جایی در روزهای ۱۳ تا ۲۳ فوریه ۱۹۸۴ و ب) موقعیت تاوه قطبی بعد از جابه‌جایی در روزهای ۲۴ تا ۲۷ فوریه ۱۹۸۴ (مرادی، ۱۳۹۹ الف).



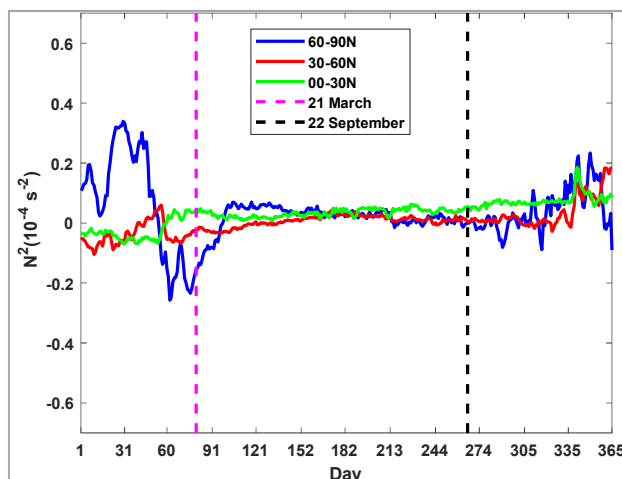
شکل ۱۰. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دما بر حسب کلونین در تراز فشاری ده هکتوپاسکال در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۸۴. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



شکل ۱۱. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۸۴. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



شکل ۱۲. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری فشار وردایست در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۸۴. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.

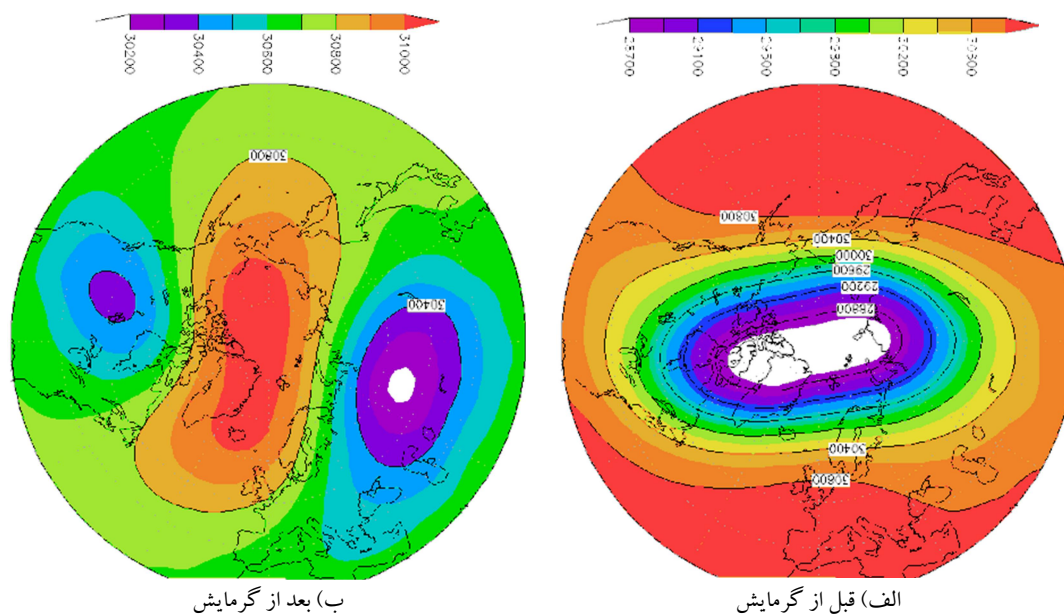


شکل ۱۳. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری بسامد شناوری برانت-وایسلا (بر حسب  $10^{-4} \text{s}^{-2}$ ) در سه منطقه کلاسیک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۱۹۸۴. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.

نتوانسته‌اند توسعه یابند. با تضعیف جریان‌های غربی و تغییر جهت آن به شرقی (۳۱- متر بر ثانیه)، پشته‌های ارتفاع تقویت و گسترش یافته و با تشکیل یک مرکز پر ارتفاع، هسته تاوه به دو سلول مجزا تقسیم شده است. موقعیت تاوه قطبی قبل (۹ تا ۲۳ ژانویه) و بعد (۲۴ ژانویه تا ۲۲ فوریه) از گرمایش ناگهانی پوشش سپهر اصلی در شکل‌های ۱۴-الف و ۱۴-ب نشان داده شده است (مرادی، ۱۳۹۹الف).

### ۳-۳. گرمایش اصلی ژانویه ۲۰۰۹

در گرمایش ناگهانی پوشش سپهر که در ژانویه ۲۰۰۹ رخ داده است، در سطح فشاری ده هکتوپاسکال، تغییرات میانگین مداری مؤلفه مداری باد ۱۰۰ متر بر ثانیه کاهش و میانگین مداری دما بیش از پنجاه درجه افزایش داشته است. در این گرمایش که از نوع اصلی است، به سبب گستردگی تاوه قطبی و قوی بودن جریان‌های غربی (۶۹ متر بر ثانیه)، مراکز پر ارتفاع

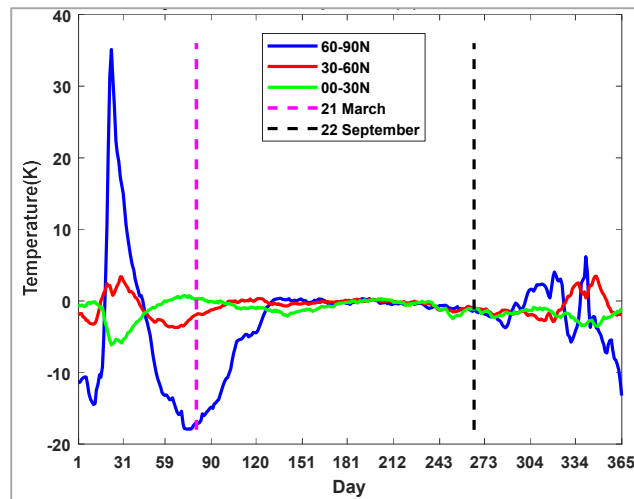


شکل ۱۴. الف) موقعیت اولیه تاوه قطبی قبل از تقسیم کامل در روزهای ۰۹ تا ۲۳ ژانویه ۲۰۰۹ و ب) موقعیت تاوه قطبی بعد از جدایی هسته در روزهای ۲۴ ژانویه تا ۲۲ فوریه ۲۰۰۹ (مرادی، ۱۳۹۹الف).

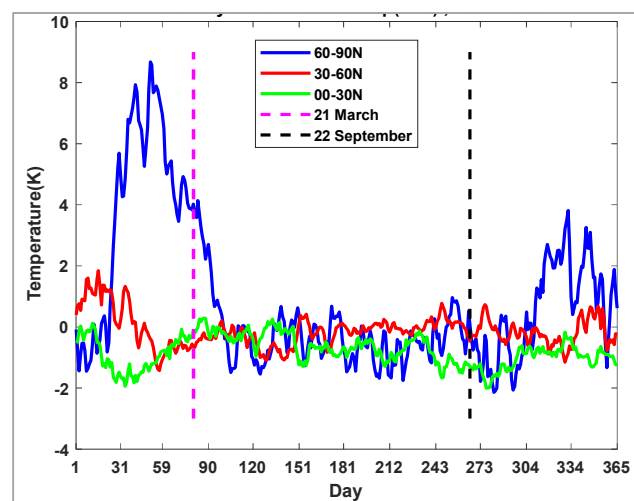
در این حالت موردی نیز سبب کاهش دما در منطقه حاره شده است.

شکل ۱۶، تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۲۰۰۹ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت در منطقه کلاهک قطبی طی بازه زمانی پانزده تا بیست و سوم ژانویه را نشان می‌دهد. در منطقه عرض‌های میانی این کمیت نوسان جزئی دارد ولی در منطقه حاره مقدار بی‌هنجاری کاهش یافته است.

شکل ۱۵، تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دما در تراز فشاری ده هکتوپاسکال نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۲۰۰۹ را نشان می‌دهد. این شکل بی‌هنجاری مثبت بیش از سی و پنج درجه در ماه ژانویه این سال در منطقه کلاهک قطبی را نشان می‌دهد که در اثر رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر ایجاد شده است. در این مورد دمای منطقه عرض‌های میانی نیز به‌طور جزئی افزایش یافته است ولی بی‌هنجاری در منطقه حاره منفی است؛ بنابراین به نظر می‌رسد که گرمایش ناگهانی



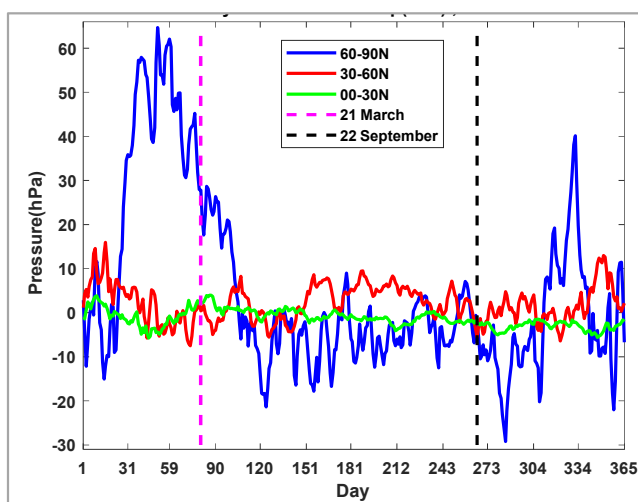
شکل ۱۵. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دما بر حسب کلون در تراز فشاری ده هکتوپاسکال در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۲۰۰۹. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



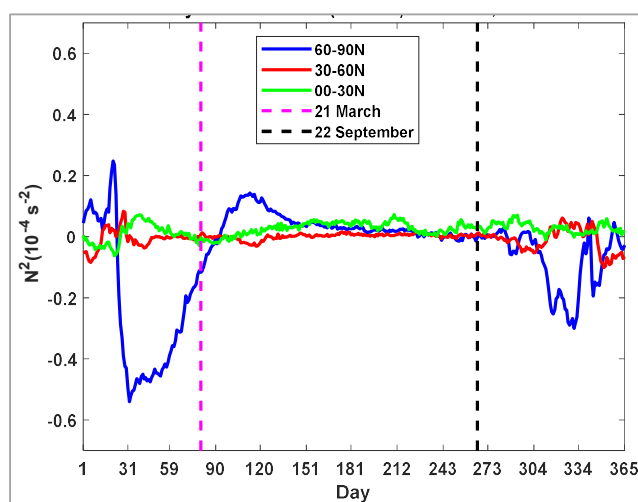
شکل ۱۶. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری دمای وردایست در سه منطقه کلاهک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۲۰۰۹. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.

حاره بی‌هنجاری در حین گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نسبت به منطقه کلاهدک قطبی قابل توجه نمی‌باشد. در این حالت موردی در منطقه کلاهدک قطبی مقدار بی‌هنجاری  $N^2$  منفی است ولی در منطقه عرض‌های میانی تغییرات این کمیت قابل توجه نیست. در منطقه حاره نیز مقدار این کمیت کمی افزایش یافته است (شکل ۱۸).

شکل ۱۷، تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری فشار وردایست نسبت به بلندمدت در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و منطقه حاره در سال ۲۰۰۹ را نشان می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که بی‌هنجاری در منطقه کلاهدک قطبی در حین گرمایش مثبت است و مقدار آن به بیش از ۵۵ هکتوپاسکال در روز دوم فوریه رسیده است. در دو منطقه عرض‌های میانی و



شکل ۱۷. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری فشار وردایست در سه منطقه کلاهدک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۲۰۰۹. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.



شکل ۱۸. تغییرات روزانه بی‌هنجاری میانگین مداری بسامد شناوری برانت-وایسالا (بر حسب  $10^{-4} s^{-2}$ ) در سه منطقه کلاهدک قطبی (خط آبی)، عرض‌های میانی (خط قرمز) و منطقه حاره (خط سبز) در سال ۲۰۰۹. خط‌چین‌ها معرف روزهای اول بهار و آخر تابستان می‌باشند.

داده است. از این نظر این گرمایش در زمره گرمایش‌های شدید و طولانی این دوره آماری قرار می‌گیرد. در جدول ۱ همچنین دیده شد که بیشترین بی‌هنجاری میانگین مداری دما و فشار وردایست در گرمایش فوریه ۱۹۸۰ نیز کمتر از موردهای دیگر است. بررسی‌ها نشان داد که بی‌هنجاری میانگین مداری فشار (دما) وردایست در این مورد از  $-۴۰$  ( $-۵$ ) به  $+۱۰$  ( $+۱$ ) هکتوپاسکال (درجه) افزایش یافته است. بی‌هنجاری میانگین مداری دمای سطح فشاری ده هکتوپاسکال، در گرمایش فوریه ۲۰۰۱ نیز کمتر از موارد دیگر است در این مورد نیز این کمیت از  $-۱۷$  درجه به  $+۱۵$  درجه تغییر یافته است.

مشابه نمونه‌های قبلی، بی‌هنجاری میانگین مداری دما در سطح فشاری ده هکتوپاسکال، بی‌هنجاری میانگین مداری دما و فشار وردایست و بی‌هنجاری میانگین مداری بسامد شناوری برانت-وایسالا برای تمام گرمایش‌های آشکار شده دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۲۰ بررسی شد. نتایج این بررسی در جدول ۱ آورده شده است. در این جدول دیده می‌شود که در تمام حالت‌های موردی انتخابی، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر سبب ایجاد بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری دما و فشار وردایست شده است. به‌علاوه دیده شد که بیشترین بی‌هنجاری میانگین مداری دمای سطح فشاری ده هکتوپاسکال و بیشترین بی‌هنجاری میانگین مداری دما و فشار وردایست در گرمایش ناگهانی ژانویه ۲۰۰۹ رخ

جدول ۱. بی‌هنجاری میانگین مداری دما و فشار وردایست، میانگین مداری دمای کلاهمک قطبی و میانگین مداری مقدار  $N^2$  در هنگام گرمایش ناگهانی پوشش سپهر.

کمترین بی‌هنجاری میانگین مداری $N^2$	بیشترین بی‌هنجاری میانگین مداری			نوع گرمایش	تاریخ رخداد گرمایش	ردیف
	فشار وردایست	دمای وردایست	دمای کلاهمک قطبی			
-۰/۲	+۳۰	+۳	+۳۰	فرعی	ژانویه ۱۹۹۲	۱
-۰/۱	+۱۰	+۱	+۳۰	اصلی جابه‌جایی تاوه قطبی	فوریه ۱۹۸۰	۲
-۰/۳	+۵۰	+۵	+۲۵		فوریه ۱۹۸۴	۳
-۰/۵	+۴۵	+۶	+۱۹		ژانویه ۱۹۸۷	۴
-۰/۳	+۶۰	+۸	+۱۵		فوریه ۲۰۰۱	۵
-۰/۱	+۲۴	+۴	+۳۰		دسامبر ۲۰۰۱	۶
-۰/۲	+۴۵	+۶	+۲۴		دسامبر ۲۰۰۵	۷
-۰/۲	+۲۰	+۳	+۲۲		ژانویه ۲۰۱۷	۸
-۰/۵	+۲۵	+۴	+۲۳		فوریه ۲۰۱۸	۹
-۰/۱	+۲۵	+۴	+۲۳		دسامبر ۱۹۸۴	۱۰
-۰/۴	+۵۵	+۶	+۲۷	دسامبر ۱۹۸۷	۱۱	
-۰/۵	+۲۷	+۶	+۲۷	فوریه ۱۹۸۹	۱۲	
-۰/۴	+۳۸	+۵	+۲۸	دسامبر ۱۹۹۸	۱۳	
-۰/۳	+۵۳	+۷	+۲۱	فوریه ۱۹۹۹	۱۴	
-۰/۵	+۳۶	+۷	+۱۸	ژانویه ۲۰۰۴	۱۵	
-۰/۶	+۶۵	+۹	+۳۵	ژانویه ۲۰۰۹	۱۶	
-۰/۵	+۴۲	+۷	+۱۶	ژانویه ۲۰۱۰	۱۷	
-۰/۵	+۴۹	+۶	+۲۰	ژانویه ۲۰۱۳	۱۸	
-۰/۶	+۳۰	+۶	+۲۷	ژانویه ۲۰۱۹	۱۹	
				اصلی تقسیم هسته تاوه قطبی		

## ۴. نتیجه‌گیری

بر اساس تحلیل‌های ارائه شده در بندهای پیش، نتایج موردی به شرح زیر ارائه می‌شود:

بی‌هنجاری میانگین مداری دمای سطح فشاری ده هکتوپاسکال، دمای وردایست و فشار وردایست در گرمایش ژانویه ۲۰۰۹ نسبت به گرمایش‌های ناگهانی دیگر دوره آماری بیشتر است. بنابراین می‌توان گفت که گرمایش ناگهانی ژانویه ۲۰۰۹ نسبت به گرمایش‌های دیگر دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۷۹ از شدت بیشتری برخوردار بوده است. این نتیجه با نظر وانگ و همکاران (۲۰۱۶) که گرمایش ناگهانی ژانویه ۲۰۰۹ را به عنوان شدیدترین گرمایش نیمکره شمالی آشکار کرده بودند، مطابقت دارد.

بیشترین بی‌هنجاری میانگین مداری دما و فشار وردایست در گرمایش فوریه ۱۹۸۰ کمتر از موردهای دیگر گرمایش ناگهانی است. بررسی‌ها نشان داد که بی‌هنجاری میانگین مداری فشار (دما) وردایست در این مورد از ۴۰- (۵-) به ۱۰+ (۱+) هکتوپاسکال (درجه) افزایش یافته است. بی‌هنجاری میانگین مداری دمای سطح فشاری ده هکتوپاسکال، در گرمایش فوریه ۲۰۰۱ نیز کمتر از موارد دیگر است در این مورد نیز این کمیت از ۱۷- به ۱۵+ درجه تغییر یافته است.

در هنگام گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، میانگین مداری دما در سطح فشاری ده هکتوپاسکال در منطقه کلاهدک قطبی افزایش شدید، در منطقه عرض‌های میانه افزایش نسبی و در منطقه حاره کاهش نسبی نشان داد. بخش آخر این نتیجه با نتیجه حاصل از پژوهش یوشیدا و یامازاکی (۲۰۱۱) هماهنگ است. این پژوهشگران نشان دادند که در هنگام رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر دما در پوشش سپهر پایین منطقه حاره (سطح فشاری ۱۰۰ تا ۱۵۰ هکتوپاسکال) کاهش می‌یابد.

بررسی‌ها نشان داد که در تمام حالت‌های موردی انتخابی، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر سبب ایجاد

بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری دما و فشار وردایست شده است. از این‌رو در همه این موارد، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر سبب توسعه پوشش سپهر از طریق کاهش ارتفاع وردایست یا کاهش عمق وردسپهر شده است. در طول گرمایش، ارتفاع وردایست با افزایش دمای وردایست، کاهش یافته و این کاهش ارتفاع برای مدتی تغییر قابل توجهی نشان نمی‌دهد. این تغییرات ارتفاع وردایست به سبب اثر مستقیم گرمایش، در کلاهدک قطبی بیشتر از منطقه عرض‌های میانی است. چنین به نظر می‌رسد که اثر گرمایش بر تغییرات وضع هوا در وردسپهر پایین در کلاهدک قطبی نیز بیشتر از عرض‌های میانی باشد.

قبل از گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، پایداری ایستایی (بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری  $N^2$ ) در پوشش سپهر افزایش می‌یابد و در هنگام گرمایش این کمیت کاهش (بی‌هنجاری منفی بودن میانگین مداری  $N^2$ ) می‌یابد. این تغییرات در کلاهدک قطبی بیشتر از منطقه عرض‌های میانی است. این نتیجه نشان می‌دهد که ساختار پایداری ایستایی در پوشش سپهر پایین و اطراف وردایست در کلاهدک قطبی بیشتر تحت تأثیر شکست امواج سیاره‌ای است که گرمایش ناگهانی پوشش سپهر (باتلر و همکاران، ۲۰۱۵) را ایجاد می‌کند.

## مراجع

برهانی، ر.، ۱۳۹۷، مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۱۳ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا، پایان‌نامه دکتری، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

برهانی، ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۲(۲)، ۱۲۷-۱۴۶.

برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س. و محب‌الحجه،



- ع.، ۱۳۹۷، مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۳)، ۶۰۷-۶۲۴.
- برهانی، ن.، احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع.، و میرزایی، م.، ۱۳۹۹، بررسی ارتباط تاوه قطبی پوشش سپهری با ساختار وردایست دینامیکی در منطقه جنوب غرب آسیا همراه با دو مطالعه موردی، مجله stratosphere and upper troposphere, J. Clim., 23, 2275-2292.
- 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.
- McInturff, R. M., 1978, Stratospheric warmings: Synoptic, dynamic and general-circulation aspects (Tech. Rep. No. 541, Ref. Publ. 1017). Available online at <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19780010687.pdf>.
- Randel, W. J. and Wu, F., 2010, The polar summer tropopause inversion layer, J. Atmos. Sci., 67, 2572-2581.
- Rao, J., Ren, R., Chen, H., Yu, Y. and Zhou, Y., 2018, The stratospheric sudden warming event in February 2018 and its prediction by a climate system model, Journal of geophysics research atmospheric, 123, 13332-13345.
- Wang, R., Tomikawa, Y., Nakamura, T., Huang, K., Zhang, S., Zhang, Y., Yang, H. and Hu, H., 2016, A mechanism to explain the variations of tropopause and tropopause inversion layer in the Arctic region during a sudden stratospheric warming in 2009, J. Geophys. Res. Atmos., 121, 11, 932-11, 945, doi:10.1002/2016JD024958.
- World Meteorological Organization, 1957, Meteorology: A three dimensional science: Second session of the Commission for Aerology, WMO Bull., 4(4), 134-138.
- Yamazaki, Y., Matthias, V., Miyoshi, Y., Stolle, C., Siddiqui, T., Kervalishvili, G., Lastovicka, J., Kozubek, M., Ward, W., Themens, D. R., Kirstofffersen, S. and Alken, P., 2019, September 2019 Antarctic sudden stratospheric warming: quasi-6-day wave burst and ionospheric effects: Journal of geophysical research, Space physics, 123(5), 4094-4109.
- Yoshida, K. and Yamazaki, K., 2010, Role of vertical eddy heat flux in the response of tropical tropopause temperature to changes in ژئوفیزیک ایران، ۱۴(۲)، ۱۵-۳۲.
- مرادی، م.، ۱۳۹۹ الف، ارتباط گرمایش ناگهانی پوشش سپهر نوع اصلی با تغییرات تاوه قطبی در دوره آماری ۲۰۱۹-۱۹۷۹، مجله فیزیک زمین فضا، ۴۶(۳)، ۶۲۰-۶۰۳.
- مرادی، م.، ۱۳۹۹ ب، بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی، مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۹(۴)، ۱۲۲-۱۰۷.
- Ageyeva, V. Y., Gruzdev, A. N., Elokhov, A. S., Mokhov, I. I. and Zueva, N. E., 2017, Sudden Stratospheric Warmings: Statistical Character is tics and Influence on NO2 and O3 Total Contents: Atmospheric and Oceanic Physics, 53(5), 477-486.
- Butler, A. H., Seidel, D. J., Hardiman, S. C., Butchart, N., Birner, T. and Match, A., 2015, Defining sudden stratospheric warmings, Meteor. Soc., 96, 1913-1928, <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00173.1>, 2015.
- Bell, S. W. and Geller, M. A., 2008, Tropopause inversion layer: Seasonal and latitudinal variations and representation in standard radiosonde data and global models, J. Geophys. Res., 113, D05109, doi:10.1029/2007JD009022.
- Birner, T., 2006, Fine-scale structure of the extratropical tropopause region, J. Geophys. Res., 111, D04104, doi:10.1029/2005JD006301.
- Birner, T., 2010, Residual circulation and tropopause structure, J. Atmos. Sci., 67, 2582-2600.
- Birner, T., Dörnbrack, A. and Schumann, U., 2002, How sharp is the tropopause at midlatitudes? Geophys. Res. Lett., 29(14), 1700, doi:10.1029/2002GL015142.
- Charlton, A. J. and Polvani, L., 2007, A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks: Journal of climate, 20, 449-469.
- Domeisen, D. I. V. and Butler, A. H., 2020, Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's. Communication earth and environment, 1, 59, <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00060-z>.
- Gettelman, A. and Wang, T., 2015, Structural diagnostics of the tropopause inversion layer and its evolution, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 46-62, doi:10.1029/2014JD021846.
- Grise, K., Thompson D. and Birner, T., 2010, A global survey of static stability in the

tropical sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 115, D01108, doi:10.1029/2009JD012783, 2010.

Zängl, G. and Hoinka, K. P., 2001, The tropopause in the polar regions, *J. Clim.*, 14, 3117–3139.

## The effect of sudden stratospheric warming on the height and temperature variations of thermal tropopause in northern hemisphere (1979-2020)

Moradi, M.\*

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

*(Received: 18 Dec 2021, Accepted: 19 April 2022)*

### Summary

A sudden stratospheric warming (SSW) represent large scale perturbations of the polar winter stratosphere, which substantively influence the temperature and circulation of the middle atmosphere and also the contents of atmospheric species. SSW occurs mostly in middle and late winter and almost exclusively in the Northern Hemisphere. During an event, the polar stratospheric temperature increases by several tens of degree Celsius within a few days and eventually becomes warmer than that of the mid latitudes, reversing the climatological temperature gradient. At the same time, the prevailing westerly wind speed decreases rapidly and becomes easterly.

The tropopause is a transition layer between the troposphere and the stratosphere. The occasional exchange of air, water vapor, trace gases, and energy between the troposphere and the stratosphere occurs in this layer. Based on some concepts; two different tropopause in the name of thermal tropopause and dynamical tropopause are defined. The conventional definition is the thermal tropopause which is detected based on the mark disruption of the vertical temperature lapse rate. The thermal tropopause definition is based on the fact that the stratosphere is more stably stratified than the troposphere. The thermal tropopause is defined as the lowest level at which the lapse rate decreases to 2 K/km or less, provided that also the average lapse rate between this level and all higher levels within 2 km does not exceed 2 K/km. The original concept of the dynamical tropopause was based on the isentropic gradient of potential vorticity. The dynamical tropopause is typically determined in a thin layer with absolute PV values within 1 pvu and 4 pvu.

The vertical temperature stratification of the atmosphere plays a basic role in atmospheric motions. In this paper, the Brunt-Väisälä frequency ( $N^2$ ) value is used to detect the change of stratospheric static stability. In this work the NCEP/NCAR reanalysis daily data including temperature at different pressure levels (1000hPa-10hPa), the tropopause temperature and pressure from 1th of January 1961 to 31th of December 2020 in northern hemisphere are used. The study region covers  $0^\circ$  to  $357.5^\circ$  geographical longitudes and  $0^\circ\text{N}$  to  $90^\circ\text{N}$  geographical latitudes. The northern hemisphere is divide into three  $30^\circ$  none overlapping latitudinal band width called as the tropical bands ( $0^\circ\text{N}$ - $27.5^\circ\text{N}$ ), the middle latitude bands ( $30^\circ\text{N}$ - $57.5^\circ\text{N}$ ) and polar bands ( $60^\circ\text{N}$ - $90^\circ\text{N}$ ) regions. First of all the potential temperature and Brunt-Väisälä frequency ( $N^2$ ) at different pressure levels are calculated; then the average zonal mean temperatures at 10hPa, the tropopause temperatures, the tropopause pressures and the values of  $N^2$  in three former introduced regions are obtained. To represent the tropopause's height variations during the sudden stratospheric warming, the daily anomaly of these parameters in the regions are calculated and analyzed.

The daily average mean zonal tropopause temperatures and pressure changes in the three meridian divided regions during eighteen major and one minor sudden stratospheric warming (SSW) events are analyzed in this study. The results show that all 19 SSW events in the statistical period of 1979-1920 are associated with positive anomaly of the zonal mean temperature and pressure of tropopause along with increase of the tropopause temperature and lowering its height which causes downward development of the stratosphere and thinning the depth of the troposphere. In addition, the tropopause height reduction in the polar band region is greater than in the middle latitude band. It was also shown that, the static stability (positive  $\overline{N^2}$  anomaly) increment in the stratosphere started before the SSW and decreases during SSW (negative  $\overline{N^2}$  anomaly). These changes are greater in the polar cap band with respect to the middle latitudes band. This result reveals that the static stability structure in the lower stratosphere and upper troposphere in the polar cap are more affected by SSW with respect to other regions.

**Keywords:** Sudden stratospheric warming, Thermal tropopause, Troposphere, Brunt-Väisälä buoyancy frequency, Zonal mean.

---

\* Corresponding author:

moradim36@gmail.com