

بررسی آماری نقطه سرد وردایست گرمسیری در تهران و شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (۲۰۰۰-۲۰۲۲)

محمد مرادی<sup>۱\*</sup>

۱- دانشیار و عضو هیات علمی پژوهشگاه هواشناسی

moradim36@gmail.com

\* نویسنده مسئول، تهران بزرگراه شهید همت (غرب) بزرگراه شهید خرازی، بلوار پژوهش، پژوهشگاه هواشناسی، تلفن:

۰۹۱۲۴۲۳۷۹۵۴

## A statistical investigation of tropical cold point tropopause temperature in Tehran and Shiraz in January and July (2000-2022)

Moradi1, Mohammad

1 Associate Prof. of Atmospheric Science and Meteorological Research (ASMERC),  
Tehran, Iran.

moradim36@gmail.com

### چکیده

نقطه سرد وردایست معرف سردترین سطح فشاری نیمرخ قائم دما در محدوده وردایست است که مرز گرمایی بین وردسپهر و پوشن سپهر را مشخص می‌کند. هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های نقطه سرد وردایست گرمسیری در ماه‌های ژانویه و ژوئیه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز می‌باشد. برای اینکار ابتدا میانگین مداری فشار سطح وردایست گرمائی در محدوده صفر تا سی درجه شمالی برآورد و بر اساس آن فشار کف وردایست گرمسیری تعیین شد. برای روزهای مختلف

<sup>1</sup> Corresponding author.

E-mail address: [moradim36@gmail.com](mailto:moradim36@gmail.com). Tel : 09124237954

دوره آماری، نیمرخ قائم دما رسم و پس از آشکار شدن وردایست گرمسیری، ویژگی‌های نقطه سرد آن تعیین و میانگین ماهانه آن‌ها بدست آمد. در ادامه نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما نیز محاسبه شد و اختلاف این دو کمیت برای بررسی اثر عوامل موثر بر وردایست گرمسیری در نظر گرفته شد.

نتایج نشان داد که کمترین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در ایستگاه شیراز، سردتر از ایستگاه مهرآباد تهران است و کمترین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در ماه ژوئیه برآورد شده است. این اختلاف به سبب تفاوت عرض جغرافیایی دو ایستگاه و توسعه کم فشار گرمائی در ماه ژوئیه در روی ایران است که از طریق افزایش انرژی گرمائی، سبب افزایش ارتفاع و کاهش دمای سطح وردایست گرمسیری شده است. همچنین نتایج نشان داد که بطور متوسط میانگین نقطه سرد وردایست گرمسیری در ایستگاه‌های مطالعاتی، دو و نیم درجه کمتر از نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما است و چنین برمی‌آید که کم فشار گرمائی در ماه گرم و پرفشار سرد در ماه سرد سبب این اختلاف می‌باشند.

**واژه‌های کلیدی:** وردسپهر، وردایست گرمسیری، دمای نقطه سرد وردایست، نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما

## ۱. مقدمه

وردایست مرز فیزیکی بین وردسپهر و پوشن سپهر است که اغلب با تغییر ناگهانی در ساختار گرمایی، پویایی و شیمیایی جو قابل ردیابی است و ارتفاع وردایست تحت تاثیر فرایندهای دینامیکی وردسپهر و گرمایشی پوشن سپهر (وانگ و همکاران، ۲۰۱۳) قرار دارد. وردایست از دیدگاه‌های مختلفی تعریف شده است. سازمان هواشناسی جهانی با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های کاوش جو، وردایست گرمایی (Thermal Tropopause) را به عنوان پایین‌ترین لایه‌ای از جو تعریف کرد که در آن آهنگ افت دما به ۲ کلون 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 (مرادی، ۱۴۰۱).

وردایست دینامیکی (Dynamic Tropopause) بر مبنای مقدار تاوایی پتانسیلی تعیین شده است که نسبت به تعریف گرمایی سازمان جهانی هواشناسی مناسب تر است؛ زیرا تاوایی پتانسیلی در شرایط بی دررو و عدم وجود اصطکاک پایستار است و بر خاصیت سطح مادی بودن وردایست تاکید دارد (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). بر مبنای این تعریف، وردایست دینامیکی به عنوان سطحی با مقدار تاوایی پتانسیلی ثابت تعریف می شود 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 پتانسیلی به عنوان شاخصه تعیین وردایست دینامیکی (برهانی و احمدی گیوی، ۱۳۹۷) استفاده شده است.

علاوه بر دو تعریف فوق، وردایست شیمیائی یا وردایست ازن (Ozone Tropopause) نیز بر اساس تغییرات غلظت نسبت اختلاط ازن تعریف می شود و آن پایین ترین لایه ای است که در آن غلظت نسبت اختلاط ازن از  $80 \text{ ppmv}$  (Part per billion by volume)، گرادیان قائم غلظت نسبت اختلاط ازن از  $60 \text{ ppmv/km}$  و غلظت نسبت اختلاط ازن در لایه ای از ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر بالای وردایست از  $110 \text{ ppmv}$  بیشتر باشد (تامی کاوا و همکاران، ۲۰۰۹).

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 استوائی و توسط پیچک های کژفشاری و همرفت مرطوب در مناطق فوق استوائی کنترل می شود (گریس و همکاران، ۲۰۱۰). گرمایش بی دررو نزدیک وردسپهر بالا و پوشش سپهر پایین در مناطق فوق استوائی سبب می شود تا ارتفاع وردایست در این مناطق گرایش به کاهش داشته باشد (بیرنر، ۲۰۱۰). در مناطق قطبی ارتفاع وردایست به گرمایش ناگهانی پوشش سپهر مرتبط می باشد (زنگل و هوینکا، ۲۰۰۱). نقطه سرد وردایست معرف سردترین سطح فشاری نیمرخ قائم دما است که مرز گرمایی بین وردسپهر و پوشش سپهر را مشخص می کند (کیم و سون، ۲۰۱۲؛ اوچینو و ماکالالاد، ۲۰۲۱). این سطح فشاری در عرض های جغرافیائی میانی نیمکره شمالی در ماه های گرم (سرد) سال در لایه های بالاتری (پایین تری) قرار می گیرد (آنامالای و میهتا، ۲۰۲۲). ویژگی های فیزیکی این سطح فشاری را می توان با استفاده از داده های رادیوسوند (مهمین و همکاران، ۲۰۱۸؛ سونی کمار و همکاران، ۲۰۱۳؛ جین و همکاران، ۲۰۱۱؛ راندل و همکاران، ۲۰۰۳)، داده های بازتحلیل (گیتلمن و همکاران، ۲۰۰۲)، داده های ماهواره ای (کیم و سون، ۲۰۱۲) و خروجی مدل های اقلیمی بررسی کرد (گیتلمن و همکاران، ۲۰۰۹).

از آنجایی که جفت لایه پوشش سپهر و وردسپهر تحت تاثیر ویژگی های گرمایی نقطه سرد وردایست قرار می گیرد و وردایست تمایل دارد تا به عنوان مانعی در برابر تبادلات بین این جفت لایه عمل کند، از این رو بررسی این سطح فشاری به عنوان یک شاخص تغییر وضع هوا از اهمیت زیادی برخوردار است و بطور گسترده ای نیز بررسی شده است. برخی پژوهشگران لایه وارونگی دما که در بالای وردایست قرار دارد و ساختار گرمائی بسیار پایداری دارد را بررسی کرده اند (تگتیمیر و همکاران، ۲۰۲۰)، برخی از آنها وردایست های دوگانه ناشی از شکست وردایست گرمائی را از دیدگاه های مختلف تحلیل نموده اند (ویلهمسن و همکاران، ۲۰۲۰) و برخی نیز به نقطه سرد وردایست گرمسیری پرداخته اند (کیم و الکساندر، ۲۰۱۵) که در زیر به بطور کوتاه به چند نمونه اشاره می شود.

کیم و سون (۲۰۱۲) با استفاده از نیمرخ قائم دما برای یک دوره چهار ساله از سپتامبر ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۱۰، ساختار قائم نقطه سرد وردایست گرمسیری را بررسی کردند و نشان دادند که در استوا در نزدیکی مناطقی که همرفت های عمیقی وجود دارد، سطح فشاری نقطه سرد وردایست بطور یکنواختی عمیق است و دمای آن نیز کمتر می باشد. آنها نشان دادند که نقطه سرد وردایست در زمستان استوای شمالی سردتر، بالاتر و همچنین وردایست تیزتر از تابستان استوای شمالی است. کیم و الکساندر (۲۰۱۵) از داده های رادیو سوند

پنج ایستگاه هواشناسی در غرب آرام استوایی استفاده کردند و در بازه زمانی ژوئیه ۱۹۹۰ تا می ۲۰۱۴، اثر مستقیم امواج جوی بر نقطه سرد وردایست گرمسیری را بررسی کردند. آنها نشان دادند که امواج در تغییرات دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری موثر است و میانگین دمای نقطه سرد وردایست را نسبت به میانگین فصلی به اندازه ۱/۶ درجه کاهش داده است. هان و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از داده‌های بازتحلیل، گرم شدن ناگهانی نقطه سرد وردایست گرمسیری در منطقه محدود به عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی تا ۲۰ درجه جنوبی در سال ۱۹۹۹ را تحلیل کردند. این پژوهشگران با آشکار کردن افزایش ناگهانی دمای نقطه سرد وردایست در ژوئیه ۱۹۹۹، نشان دادند که عامل اصلی آن همرفت عمیق، نوسان شبه دوسالانه و فرازش شاخه استوایی گردش برروتر-دابسون می‌باشد.

تگتیمیر و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از پنج مجموعه داده باز تحلیلی در دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۲ در محدوده ۲۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و جنوبی، دمای نقطه سرد وردایست گرمایی را بررسی کردند و نشان دادند که برآورد دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در آفریقا توسط داده‌های بازتحلیل، کمی بیشتر از داده‌های مشاهداتی است و این تفاوت را به فعالیت موج کلونین و افت و خیزهای دمای نقطه سرد وردایست ارتباط دادند. آنها همچنین یک روند نزولی در داده‌های بلند مدت دمای نقطه سرد وردایست آشکار کردند و نشان دادند که در هر دهه دمای نقطه سرد وردایست بین ۰/۳ تا ۰/۶ کاهش داشته است.

اوجینیو و ماکالالاد (۲۰۲۱) با استفاده از داده‌های GPS فیلپین، دما و ارتفاع نقطه سرد وردایست در سال ۲۰۰۸ را در فیلپین بررسی کردند. آنها نشان دادند که در این سال، سردترین (گرمترین) دمای نقطه سرد وردایست در ماه‌های دسامبر-ژانویه-فوریه (ژوئیه-ژوئیه-اوت) که فصل خشک و سرد (فصل بارش) فیلپین است، رخ داده است. مشاهدات این پژوهشگران نشان داد که با افزایش (کاهش) دمای نقطه سرد وردایست، ارتفاع نقطه سرد وردایست کاهش (افزایش) یافته است. آنامالای و میهتا (۲۰۲۲) با استفاده از داده‌های رادیو سوند ایستگاه گادانکی در هند با موقعیت ۱۳/۴۵ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۷۹/۲ درجه طول جغرافیایی شرقی، تغییرات شدید وردایست گرمسیری را در دوره آماری ۲۰۱۴-۲۰۰۶ بررسی کردند. آنها مشاهده کردند که در این دوره آماری، در ۱۶۱ مورد ویژگی‌های نقطه سرد وردایست نسبت به میانگین دوره آماری تغییر کرده است بطوری که دمای نقطه سرد وردایست در ۵۲ مورد کمتر از ۱۸۷ کلونین و در ۳۰ مورد بیشتر از ۱۹۴ کلونین بوده است. افزون بر آن، ارتفاع نقطه سرد وردایست در ۴۷ مورد بیشتر از ۱۸/۲ کیلومتر و در ۲۲ مورد کمتر از ۱۶/۲ کیلومتر تغییر کرده است. این پژوهشگران علت احتمالی تغییرات شدید نقطه سرد وردایست را چرخندهای حاره‌ای، ابرهای سیروسی و انتشار امواج کلونین بیان کردند.

در ایران پژوهش‌گران زیادی تغییرات ارتفاع و دمای وردایست را در سال‌های مختلف بررسی کرده‌اند. بیشتر این پژوهشگران تغییرات ویژگی‌های وردایست گرمایی را در ماه‌های مختلف و دوره آماری مختلف تحلیل کرده و نتایج متفاوتی نیز بدست آورده‌اند. علت اختلاف نتایج این پژوهشگران استفاده از منابع داده متفاوت، دوره آماری متفاوت و نیز استفاده نکردن از داده‌های ایستگاه‌های کاوش جو ایران به دلیل کمبود این داده‌ها می‌باشد. در زیر بطور کوتاه به چند مورد پژوهش‌های سال‌های اخیر اشاره می‌شود.

کیخسروی (۱۳۹۴) با انتخاب ۱۶ مورد بارش در استان خراسان رضوی طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۱، ارتباط بین تغییر ارتفاع وردایست و بارش خراسان رضوی را از دیدگاه آماری بررسی کرد و عامل اصلی افزایش ارتفاع وردایست را گرمای بادررو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی وردسپهر، معرفی کرد. لشکری و همکاران (۱۳۹۶) با استفاده از داده‌های ژرفاسنج مادون قرمز جوی، تغییرات ماهانه ارتفاع وردایست روی ایران در دوره آماری ۲۰۱۵-۲۰۰۳ را بررسی کردند و نشان دادند که ارتفاع وردایست در ماه‌های گرم سال در جنوب شرق ایران کاهش یافته و بالاترین ارتفاع وردایست در مرکز ایران قرار گرفته است. عساکره و

همکاران (۱۳۹۹) با استفاده از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای فشاری ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال دریافتی از پایگاه ECMWF در ماه‌های پاییز و بهار در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۷۹، ویژگی‌های توصیفی وردایست روی ایران را بررسی و نشان دادند که روند تغییرات ترازهای فشاری وردایست در همه ماه‌های فصل بهار و اکتبر و نوامبر منظم است و با افزایش عرض جغرافیایی، ارتفاع تراز فشاری وردایست کاهش می‌یابد.

مرادی (۱۴۰۱) با استفاده از داده‌های بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بر تغییرات وردایست گرمایی در سه منطقه کلاهدک قطبی، عرض‌های میانی و گرمسیری را بررسی کرد. این پژوهشگر نشان داد که در نوزده رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۷۹، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر از طریق افزایش دمای وردایست و کاهش ارتفاع آن، سبب توسعه پوشش سپهر شده است. مرادی (۱۴۰۲) برای اولین بار در ایران، با استفاده از داده‌های کاوش جو ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۲۲-۲۰۰۰، نیمرخ قائم دمای روزانه این ایستگاه‌ها را در دو ماه ژانویه و ژوئیه تحلیل کرد و بر اساس فشار کف وردایست، ویژگی‌های وردایست‌های گرمسیری، عرض‌های میانه و قطبی آشکار شده در ایستگاه‌های مطالعاتی را تعیین کرد. بر اساس این پژوهش در ایستگاه‌های مطالعاتی، متوسط ارتفاع وردایست گرمسیری بین ۱۶/۵ تا ۱۷/۴ کیلومتر، متوسط ارتفاع وردایست عرض‌های میانه بین ۱۱/۵ تا ۱۲/۸ کیلومتر، متوسط دمای وردایست گرمسیری بین ۶۵- تا ۷۸- درجه سلسیوس و میانگین دمای وردایست عرض‌های میانه بین ۵۲- تا ۵۹- درجه سلسیوس برآورد شده است.

از بررسی مطالعات پیشین دیده شد که هیچگونه مطالعه در مورد نقطه سرد وردایست گرمسیری در ایران انجام نشده است، از این رو ویژگی‌های نقطه سرد وردایست گرمسیری در روی ایران در پرده ابهام باقی مانده است. هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های نقطه سرد وردایست گرمسیری در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز است که برای اولین بار در ایران انجام می‌شود. در این تحقیق نقطه سرد وردایست گرمسیری سطح فشاری است که ویژگی‌های آن مطابق با تعریف سازمان جهانی هواشناسی است و بین وردایست‌های گرمسیری آشکار شده، کمترین دما را دارا می‌باشد.

## ۲. روش پژوهش

برای تحلیل وردایست گرمسیری، از داده‌های ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۲۲-۲۰۰۰ در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ در دو ماه ژانویه و ژوئیه استفاده شد. در این دوره ۲۳ ساله، در ایستگاه مهرآباد تهران (ایستگاه شیراز) ۵۷۳ گزارش (۶۰۰ گزارش) در ماه ژانویه و ۵۷۱ گزارش (۵۴۶ گزارش) در ماه ژوئیه در دسترس قرار داشت.

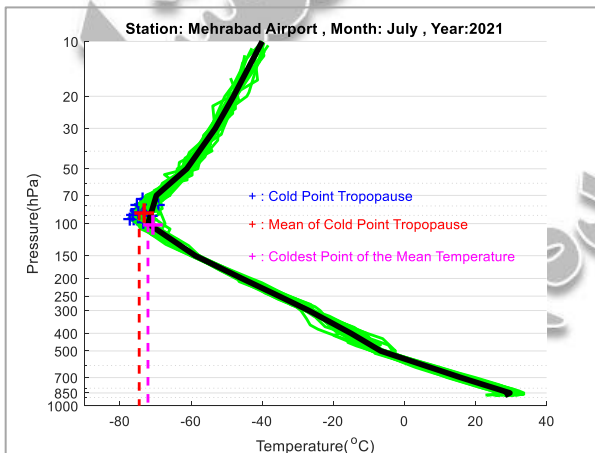
برای تعیین وردایست گرمسیری، از سطح فشاری کف وردایست استفاده شد. در تعیین کف وردایست گرمسیری از میانگین مداری فشار سطح وردایست گرمایی در سه محدوده عرض جغرافیایی، منطقه قطبی (شصت تا نود درجه شمالی)، منطقه عرض‌های میانی (سی تا شصت درجه شمالی) و منطقه گرمسیری (صفر تا سی درجه شمالی) استفاده شد و روی ایران کف وردایست گرمسیری، وردایست عرض‌های میانه و وردایست قطبی به ترتیب ۱۲۵، ۲۷۵ و ۳۳۰ هکتوپاسکال برآورد شد (مرادی، ۱۴۰۲). با مشخص شدن فشار کف

وردایست، برای روزهای مختلف ماه‌های دوره آماری، ابتدا نیمرخ قائم دما در سال‌های مختلف در هر ایستگاه رسم شد و سپس نوع وردایست گزارش شده، تعیین گردید.

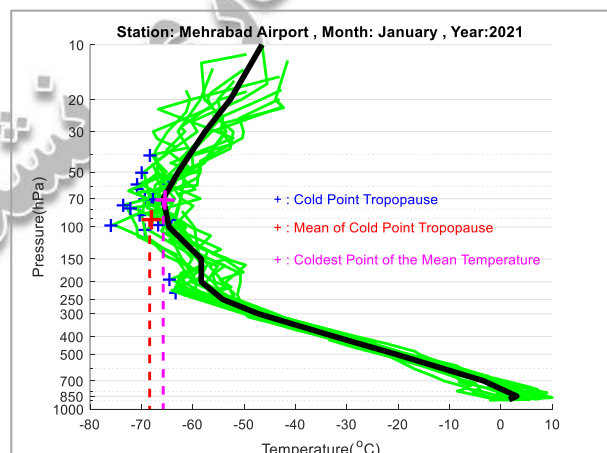
پس از تعیین و آشکارسازی وردایست گرمسیری در دو ایستگاه مطالعاتی، سردترین نقطه وردایست گرمسیری برآورد شد و میانگین ماهانه دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری ( $\overline{T_{min}}$ ) و فشار و ارتفاع آن نقطه در هر ماه بدست آمد. همچنین در هر ماه در سطح زمین و ترازهای فشاری معیار شامل ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰، ۳۰۰، ۲۵۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰، ۷۰، ۵۰، ۳۰، ۲۰ و ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین ماهانه دما محاسبه شد. سپس نیمرخ قائم میانگین ماهانه دما رسم و نقطه سرد آن ( $\overline{T_{min}}$ ) نیز مشخص شد. میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما معرف نیمرخ قائم دما در حالت ایده‌آل است که تحت تاثیر عوامل موثر بر وردایست قرار نگرفته است. برای تعیین اثر عوامل موثر بر تغییرات ارتفاع و دمای نقطه سرد وردایست، اختلاف دما بین میانگین ماهانه نقطه سرد وردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما تعریف شد که از رابطه زیر بدست آمد (کیم و الکساندر، ۲۰۱۵):

$$\delta T = \overline{T_{min}} - \overline{T_{min}} \quad (1)$$

این کمیت از دیدگاه کیم و الکساندر (۲۰۱۵)، معرف مقدار اثر امواج سیاره‌ای بر ارتفاع و دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری است و در این پژوهش معرف عوامل موثر بر دمای نقطه سرد وردایست می‌باشد. نمونه‌ای از نقاط فوق برای ایستگاه مهرآباد تهران در ماه ژانویه و ژوئیه در شکل ۱ نشان داده شده است. در این شکل خطوط سبز نیمرخ قائم دمای جو واقعی در روزهای مختلف سال، علامت + آبی نقطه سرد وردایست در جو واقعی و علامت + قرمز میانگین ماهانه نقاط سرد وردایست در جو واقعی می‌باشد. منحنی تیره پیوسته میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما است و علامت + صورتی رنگ نیز معرف نقطه سرد آن می‌باشد. این شکل نشان می‌دهد که در این سال عوامل موثر بر وردایست چقدر توانسته‌اند دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری (ارتفاع) را کاهش (افزایش) دهند. چون در این پژوهش داده‌های یک ماهه ایستگاه‌های مطالعاتی بررسی شده است، از این رو عوامل موثر بر ویژگی‌های وردایست گرمسیری مورد مطالعه این پژوهش دارای طول عمر سی روز می‌باشند.



ب) ژوئیه ۲۰۲۱



الف) ژانویه ۲۰۲۱

شکل ۱: نیمرخ قائم دما در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روزهای مختلف الف) ماه ژانویه و ب) ماه ژوئیه ۲۰۲۱ در ایستگاه فرودگاه مهرآباد تهران. علامت + آبی معرف نقطه سرد وردایست و علامت + قرمز معرف میانگین ماهانه این نقطه‌ها است. علامت + صورتی نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما می‌باشد.

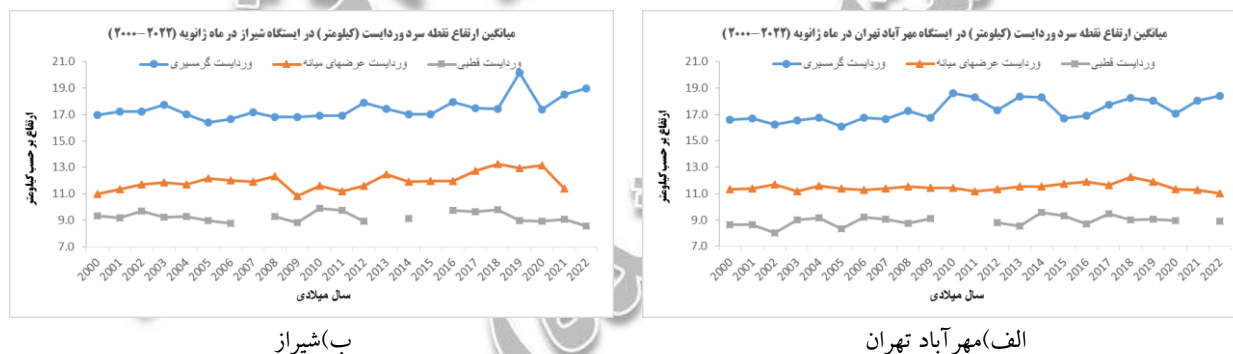
در تحلیل گرم شدن لایه‌های جو از جمله قائم فرارفت دما (Vertical Advection Term) در سطوح فشاری معیار از سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. این جمله با رابطه زیر تعریف شده است:

$$-\omega \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_k = -\omega_k \frac{T_{k+1} - T_{k-1}}{p_{k+1} - p_{k-1}} \quad (2)$$

در این رابطه، اندیس  $k$  شماره تراز فشاری است که از دو (برای سطح ۹۲۵ هکتوپاسکال) تا دوازده (برای سطح ۱۰۰ هکتوپاسکال) متغیر می‌باشد.  $T$  دما بر حسب کلونین،  $p$  فشار بر حسب هکتوپاسکال و  $\omega$  مولفه قائم باد بر حسب پاسکال بر ثانیه است. شایان ذکر است که برای بررسی مقادیر کمینه و بیشینه میانگین ماهانه نقطه سرد و ردايست گرمسیری، از بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و میانگین ماهانه فشار سطح متوسط دریا نسبت به میانگین ۲۳ ساله دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ استفاده شد. برای اینکار در محدوده ده تا شصت درجه عرض جغرافیایی شمالی و صفر تا هشتاد درجه طول جغرافیایی شرقی، از داده‌های بایگانی NCEP/NCAR، استفاده شد.

### ۳. بحث

بر اساس معیار کف و ردايست، سه نوع و ردايست با ویژگی‌های متفاوت در ایستگاه‌های تحت بررسی آشکار شد. شکل ۲ تغییرات سالانه میانگین ارتفاع نقطه سرد و ردايست‌های مختلف را در ایستگاه‌های مطالعاتی نشان می‌دهد. از شکل ۲-الف دیده می‌شود که میانگین ارتفاع و ردايست گرمسیری، عرض‌های میانه و قطبی در ایستگاه مهرآباد تهران به ترتیب در اطراف خط ۱۷/۳، ۱۱/۵ و ۸/۹ کیلومتر تغییر کرده است در حالی که این کمیت در ایستگاه شیراز به ترتیب در اطراف خط ۱۷/۴، ۱۱/۹ و ۹/۲ کیلومتر (شکل ۲-ب) نوسان داشته است. شایان ذکر است که در این مقاله، فقط ویژگی‌های نقطه سرد و ردايست گرمسیری بررسی می‌شود.



شکل ۲: تغییرات میانگین ارتفاع نقطه سرد و ردايست در ماه ژانویه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ایستگاه‌های الف) مهرآباد تهران و ب) شیراز.

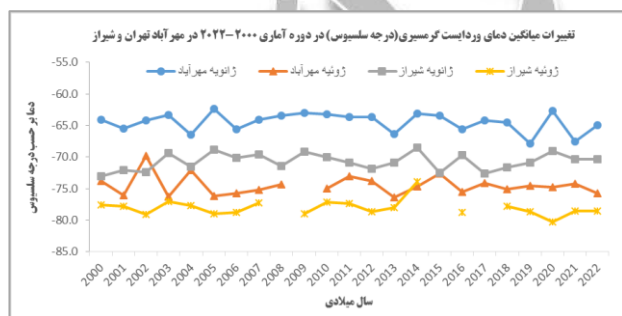
### ۳.۱. بررسی نقطه سرد و ردايست گرمسیری

شکل ۳ تغییرات سالانه میانگین ارتفاع نقطه سرد و ردايست گرمسیری در ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دو ماه ژانویه و ژوئیه را نشان می‌دهد. از این شکل دیده می‌شود که میانگین ارتفاع نقطه سرد و ردايست گرمسیری در برخی سال‌ها در ماه ژانویه و در برخی

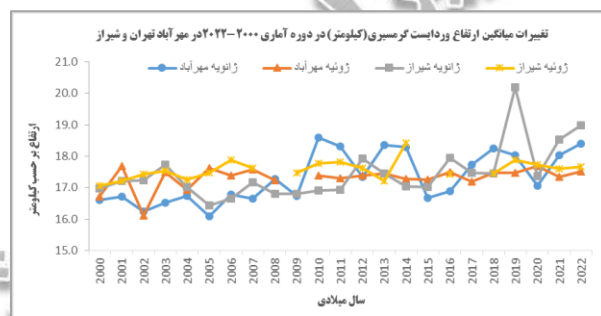
دیگر در ماه ژوئیه بیشتر است در حالی که در هر دو ایستگاه، بالاترین میانگین ارتفاع ماهانه نقطه سرد وردايست گرمسیری در ماه ژانویه برآورد شده است که بیانگر نوسان شدید ارتفاع نقطه سرد وردايست در این ماه می‌باشد.

در شکل ۴ تغییرات سالانه میانگین دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری در ماه‌های ژانویه و ژوئیه برای دو ایستگاه مطالعاتی نشان داده شده است. از این شکل دیده می‌شود که در ایستگاه‌های مطالعاتی، میانگین ماهانه دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری در ماه ژوئیه کمتر از ماه ژانویه است و وردايست گرمسیری ماه ژوئیه سردتر از وردايست گرمسیری ماه ژانویه می‌باشد. از مقایسه شکل‌های ۳ و ۴ می‌توان دید که در ایستگاه مهرآباد تهران در سال ۲۰۱۸ (در ایستگاه شیراز در سال ۲۰۱۹)، میانگین ارتفاع وردايست گرمسیری در ماه ژانویه بالاتر از ماه ژوئیه است ولی متوسط دمای آن در ماه ژانویه خیلی بیشتر از ماه ژوئیه می‌باشد. از این تحلیل چنین برمی‌آید که وردايست گرمسیری فقط در ماه‌های سرد یا گرم سال بالاتر نیست و در ایستگاه‌های مطالعاتی در طول سال می‌تواند در ارتفاعات بالاتر قرار گیرد. افزون بر آن وردايست گرمسیری بالاتر ممکن است سردتر نباشد و وردايست گرمسیری پایین‌تر نیز ممکن است همیشه گرم‌تر نباشد.

از بررسی تغییرات کمترین دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری در ماه ژانویه دیده شد که دامنه نوسان این کمیت در ایستگاه شیراز پایین‌تر از ایستگاه مهرآباد تهران است به طوری که کمترین دمای وردايست گرمسیری در ایستگاه مهرآباد تهران در اطراف خط ۷۰- درجه سلسیوس و در ایستگاه شیراز در اطراف خط ۷۸- درجه سلسیوس نوسان داشته است. این تفاوت در ماه ژوئیه نیز وجود دارد. در این ماه در ایستگاه مهرآباد تهران کمترین دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری در اطراف خط ۷۸- درجه سلسیوس و در ایستگاه شیراز در اطراف خط ۸۲- درجه سلسیوس متغیر بوده است (شکل ۵). این تفاوت به دلیل اختلاف عرض جغرافیایی دو ایستگاه ایجاد شده است.



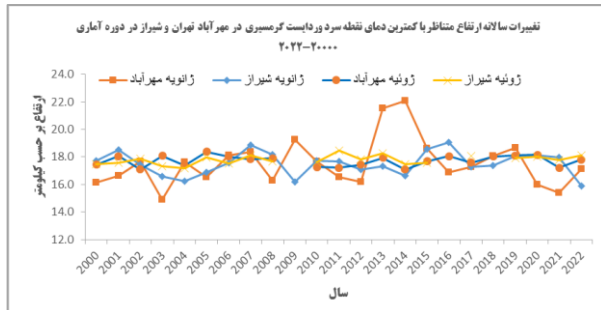
شکل ۴: تغییرات میانگین دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری بر حسب درجه سلسیوس در ماه‌های ژانویه و ژوئیه ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.



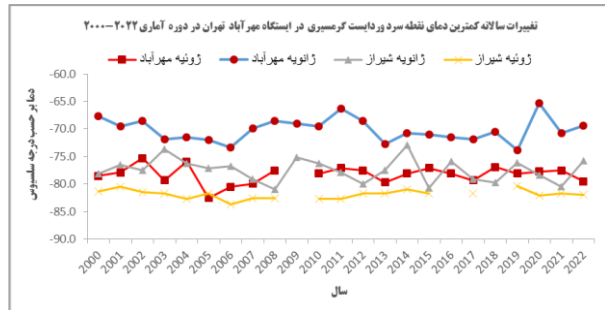
شکل ۳: تغییرات میانگین ارتفاع نقطه سرد وردايست گرمسیری بر حسب کیلومتر در ماه‌های ژانویه و ژوئیه ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

از بررسی ارتفاع متناظر با کمترین دمای نقطه سرد وردايست گرمسیری در ماه ژانویه و ژوئیه دیده شد که این کمیت در ایستگاه‌های مطالعاتی اختلاف قابل توجهی ندارند (شکل ۶) ولی در ماه ژانویه سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴، ارتفاع کمترین نقطه سرد وردايست گرمسیری در مهرآباد تهران خیلی بالاتر از شیراز برآورد شده است.



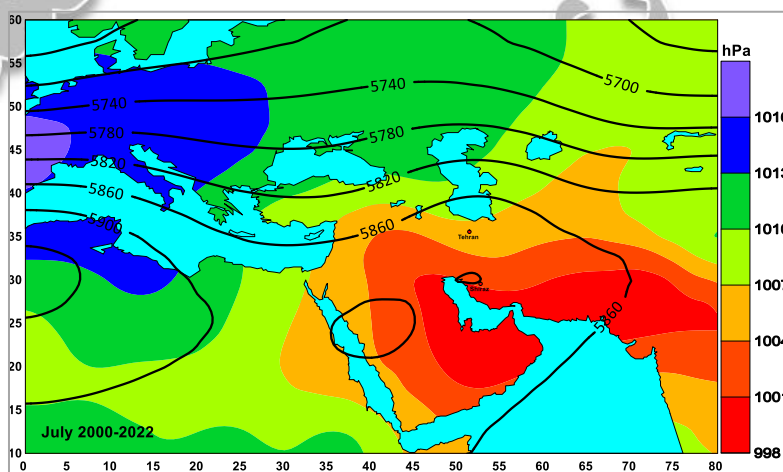


شکل ۶: تغییرات سالانه ارتفاع مناظر با کمترین دمای نقطه سرد وردیست گرمسیری در مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲. ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

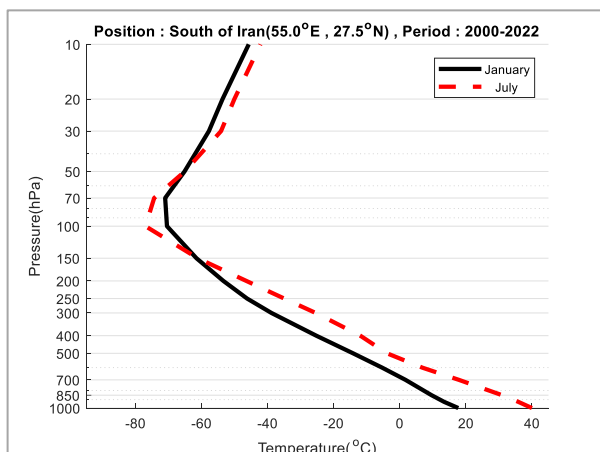


شکل ۵: تغییرات سالانه کمترین دمای نقطه سرد وردیست گرمسیری در ایستگاه مهرآباد تهران در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ بر حسب درجه سلسیوس در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

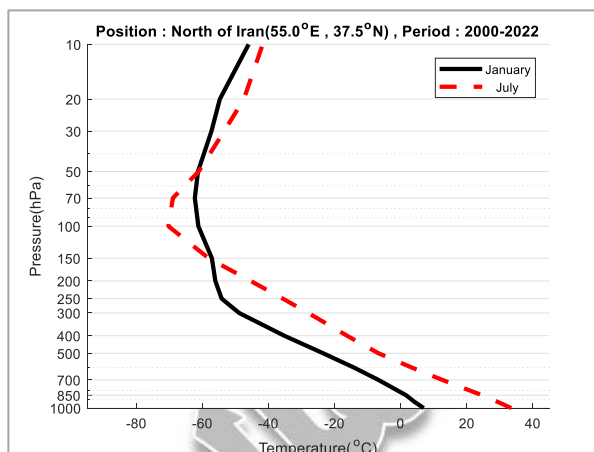
این تحلیل نشان می‌دهد که کمترین دمای نقطه سرد وردیست گرمسیری در ماه ژوئیه برآورد شده است. در ماه‌های گرم سال به سبب افزایش زاویه میل خورشیدی و افزایش انرژی گرمایی در روی ایران، کم فشار گرمایی (شکل ۷) در ایران گسترده می‌شود. در اثر توسعه این سامانه گرمایی و تداوم استقرار آن، دمای هوا افزایش می‌یابد و از طریق جمله قائم فرارفت دما، لایه‌های هوا در این موقع از سال گرمتر می‌شوند. تفاوت دمای سطوح مختلف فشاری در دو ماه ژانویه و ژوئیه در شکل ۸ نشان داده شده است. این شکل نیمرخ قائم میانگین دما در ترازهای فشاری مختلف در دو ماه ژانویه و ژوئیه برای دو نقطه اختیاری در شمال (شکل ۸-الف) و جنوب (شکل ۸-ب) ایران را مشخص کرده است. از این شکل‌ها دیده می‌شود که در هر دو موقعیت میانگین دما در ترازهای مختلف از سطح ۱۰۰۰ تا ۱۵۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه بیشتر از ماه ژانویه است بنابراین متوسط دمای لایه‌های مختلف پایین‌تر از سطح فشاری ۱۵۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه نسبت به ماه ژانویه افزایش داشته و چون ضخامت لایه‌های بر اساس معادله ضخامت بطور مستقیم به میانگین دمای لایه‌ها بستگی دارد، پس وردسپهر در راستای قائم توسعه یافته و ضخامت آن افزایش می‌یابد. بنابراین ارتفاع نقطه سرد وردیست گرمسیری نیز در ماه ژانویه افزایش و در نتیجه دمای آن کاهش یافته است.



شکل ۷: میانگین ماهانه فشار سطح متوسط دریا بر حسب هکتوپاسکال (هاشورنگی) و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب متر (خطوط هم مقدار مشکی) در ماه ژوئیه در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.



ب) نقطه جنوب ایران

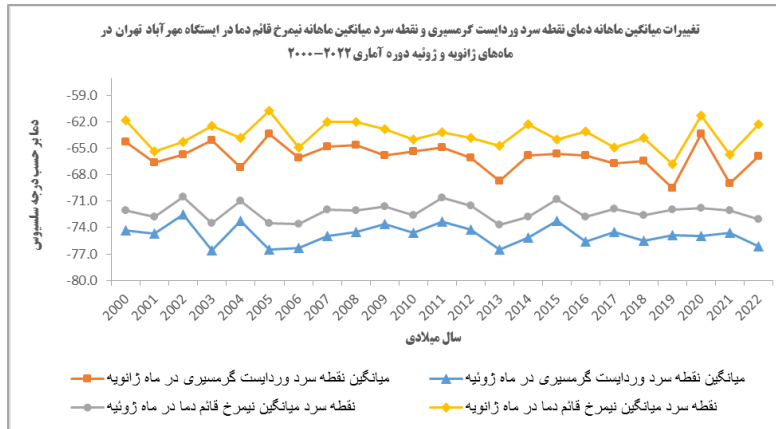


الف) نقطه شمال ایران

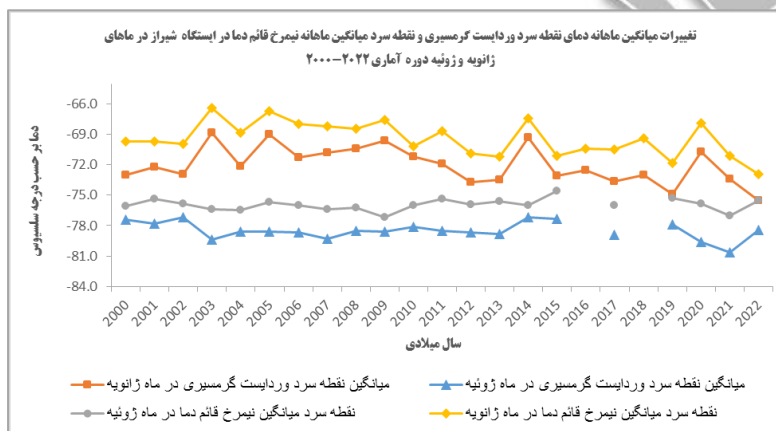
شکل ۸: نیمرخ قائم میانگین دما در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در دو ماه ژانویه و ژوئیه در الف) نقطه واقع در شمال ایران با موقعیت طول جغرافیایی ۵۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷/۵ درجه شمالی و ب) نقطه واقع در جنوب ایران با موقعیت طول جغرافیایی ۵۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۷/۵ درجه شمالی.

در شکل‌های ۹-الف) و ۹-ب) تغییرات میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما در ماه‌های ژانویه و ژوئیه به ترتیب در ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز نشان داده شده است. از شکل ۹-الف) دیده می‌شود که میانگین نقطه سرد وردایست گرمسیری در ایستگاه مهرآباد تهران در ماه ژانویه بین ۶۷/۵- و ۶۲/۴- درجه سلسیوس تغییر کرده است. کمترین مقدار در ژانویه ۲۰۱۹ و بیشترین مقدار در ژانویه ۲۰۰۵ برآورد شده است. در ایستگاه شیراز نیز این کمیت بین ۷۳/۰- در ژانویه ۲۰۰۰ و ۶۸/۵- در ژانویه ۲۰۱۴ تغییر کرده است (شکل ۹-ب).

از این دو شکل دیده می‌شود که در هر دو ماه در ایستگاه‌های مطالعاتی، میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری کمتر از نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما می‌باشد. این اختلاف از حذف عوامل موثر بر ویژگی‌های وردایست گرمسیری از طریق میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما ایجاد شده است. بعلاوه در هر دو ایستگاه، میانگین ماهانه نقطه سرد وردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در ماه ژوئیه کمتر از مقادیر متناظر آن در ماه ژانویه است. این اختلاف به سبب استقرار کم فشار گرمائی (شکل ۷) و پرفشار سرد (شکل ۱۰) به ترتیب در ماه‌های ژوئیه و ژانویه ایجاد شده است. این نتیجه با بند پیش که در ماه گرم وردایست گرمسیری دمای کمتری دارد، هماهنگ است. پرفشار سرد برخلاف کم فشار گرمایی ارتفاع وردایست را کاهش می‌دهد. در ماه‌های سرد سال با توسعه جنوب سوی پشته پرفشار سرد و استقرار آن در ایران، دمای هوا کاهش یافته و لایه‌های هوا سرد می‌شوند. از این رو ضخامت جو کم می‌شود و عمق وردسپهر در راستای قائم کاهش می‌یابد. بنابراین ارتفاع وردایست نیز کاهش می‌یابد.

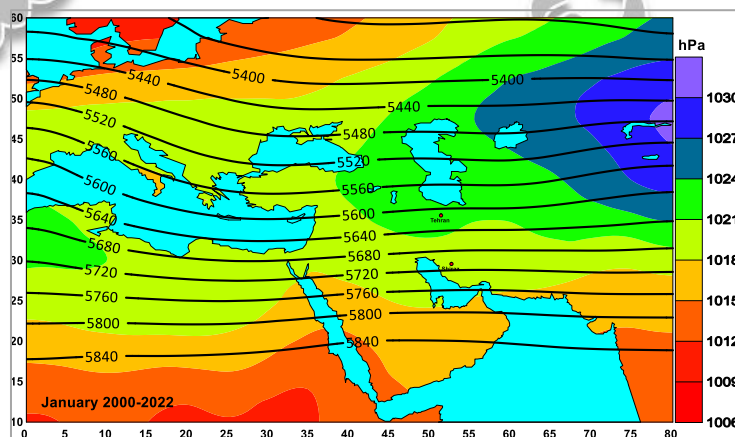


الف) مهرآباد تهران



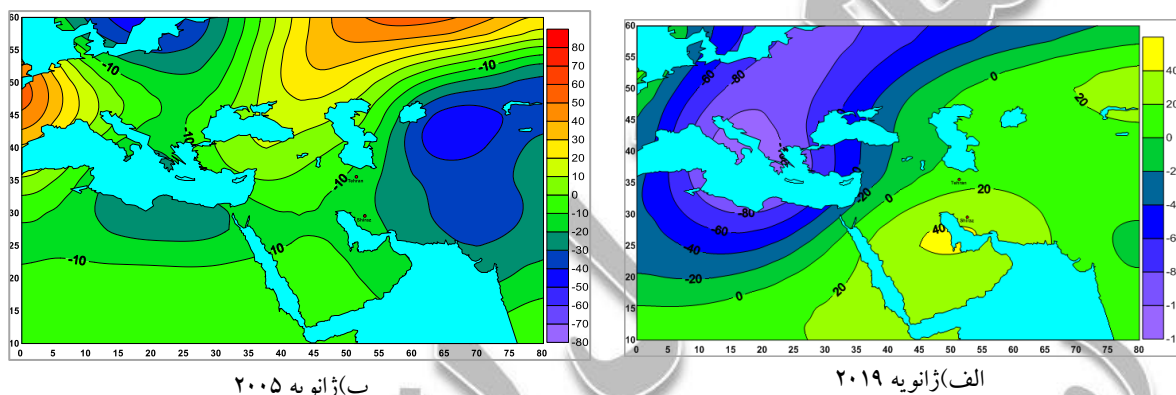
ب) شیراز

شکل ۹: تغییرات میانگین ماهانه دمای نقطه سرد و ردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در ایستگاه‌های الف) مهرآباد تهران و ب) شیراز.



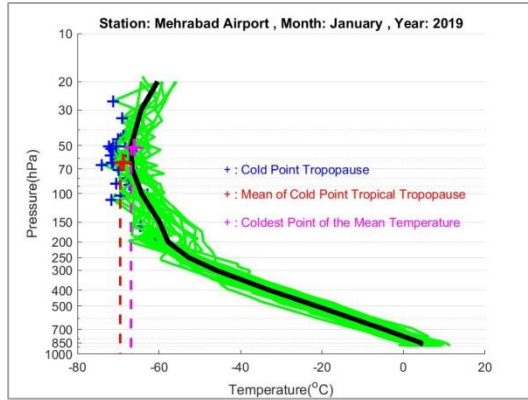
شکل ۱۰: میانگین ماهانه فشار سطح متوسط دریا بر حسب هکتوپاسکال (هاشوررنگی) و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب متر (خطوط هم مقدار مشککی) در ماه ژانویه در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

در شکل ۱۱ بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین ۲۳ ساله در ژانویه ۲۰۱۹ (شکل ۱۱-الف) و ژانویه ۲۰۰۵ (شکل ۱۱-ب) نشان داده شده است. از شکل ۱۱-الف) دیده می‌شود که در ژانویه ۲۰۱۹، که میانگین ارتفاع وردایست گرمسیری ۱۸/۰۳ کیلومتر برآورد شده است، پشته بی‌هنجاری مثبت در روی ایران قرار گرفته است که بیانگر کاهش فراوانی سامانه‌های چرخندی عبوری از روی ایران و تقویت پشته ارتفاع تراز میانی جو در این ایستگاه است. بنابراین سامانه‌های چرخندی عبوری در این ماه از سال نتوانسته‌اند ارتفاع وردایست گرمسیری را از حالت میانگین کاهش دهند ولی تقویت پشته سبب افزایش ارتفاع وردایست گرمایی و در نتیجه افزایش ارتفاع و کاهش دمای وردایست گرمسیری در ایستگاه مهرآباد تهران شده است. در ژانویه ۲۰۰۵ که در شکل ۱۱-ب) آورده شده است، بی‌هنجاری منفی وجود دارد که معرف افزایش فراوانی سامانه‌های چرخندی عبوری از روی ایران و در نتیجه کاهش ارتفاع وردایست گرمایی از حالت میانگین می‌باشد. در این مورد میانگین ارتفاع نقطه سرد وردایست ۱۶/۰۶ کیلومتر برآورد شده است.

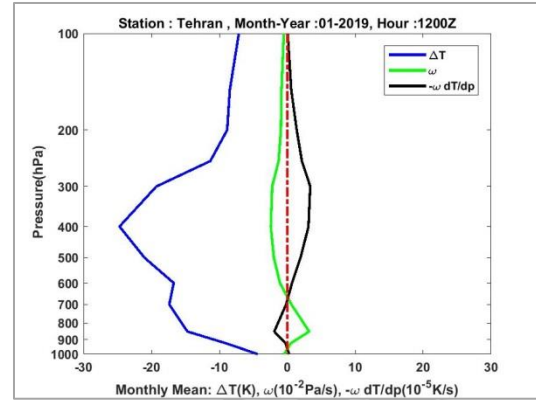


شکل ۱۱: الگوی بی‌هنجاری میانگین ماهانه ارتفاع تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) نسبت به میانگین دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ماه ژانویه الف) ۲۰۱۹ و ب) ۲۰۰۵.

در ژانویه ۲۰۱۹ جمله قائم فرارفت دما در لایه‌های ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال مثبت است (شکل ۱۲-الف) و بیانگر گرم شدن و ردسپهر و افزایش ارتفاع وردایست گرمایی در ایستگاه مهرآباد تهران می‌باشد. در بیشتر روزهای این ماه ارتفاع وردایست گرمسیری نیز مطابق شکل ۱۲-ب) در ترازهای فشاری بالای ۱۲۵ هکتوپاسکال قرار گرفته است. در ژانویه ۲۰۰۵ جمله قائم فرارفت دما در لایه‌های بالای ۵۰۰ هکتوپاسکال تا زیر تراز فشاری ۱۵۰ هکتوپاسکال مثبت است (شکل ۱۳-الف) و در نتیجه وردایست گرمایی در ترازهای پایین تشکیل شده است. بنابراین وردایست گرمسیری در سطح فشاری پایین تری قرار گرفته است (شکل ۱۳-ب). بررسی‌ها نشان داد که در این ماه سامانه‌های هم‌مدیدی عبوری نتوانسته‌اند ویژگی‌های وردایست گرمسیری روی مهرآباد تهران را تعدیل کنند. در شکل ۱۴ بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین ۲۳ ساله در ژانویه ۲۰۰۰ (شکل ۱۴-الف) و ژانویه ۲۰۱۴ (شکل ۱۴-ب) نشان داده شده است. از شکل ۱۴-الف) دیده می‌شود که در ژانویه ۲۰۰۰، بی‌هنجاری منفی ضعیفی در روی شیراز قرار گرفته است. بنابراین در این ماه تعداد سامانه‌های چرخندی عبوری از روی شیراز نسبت به میانگین افزایش یافته است و میانگین ارتفاع نقطه سرد وردایست گرمسیری را کاهش داده است (میانگین ارتفاع ۱۶/۹۷ کیلومتر) ولی نتوانسته است که بر دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری موثر باشد. در ژانویه ۲۰۱۴ که در شکل ۱۴-ب) آورده شده است، بی‌هنجاری مثبت ضعیفی وجود دارد که بیانگر تقویت پشته ارتفاع در تراز میانی جو می‌باشد. پس در ژانویه این سال به سبب افزایش ضخامت لایه‌های جو، ارتفاع وردایست گرمسیری (۱۷/۰۳ کیلومتر) افزایش یافته است ولی تقویت پشته ارتفاع نتوانسته است دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری را کاهش دهد.

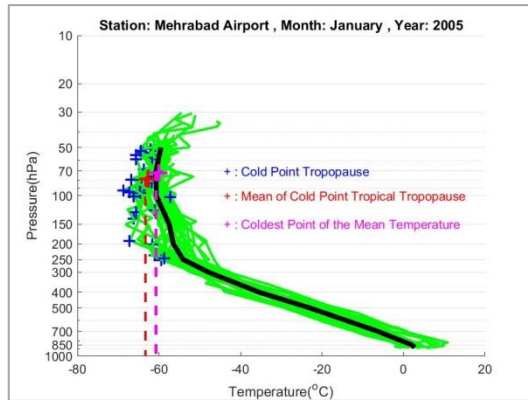


ب) نیمرخ قائم دما

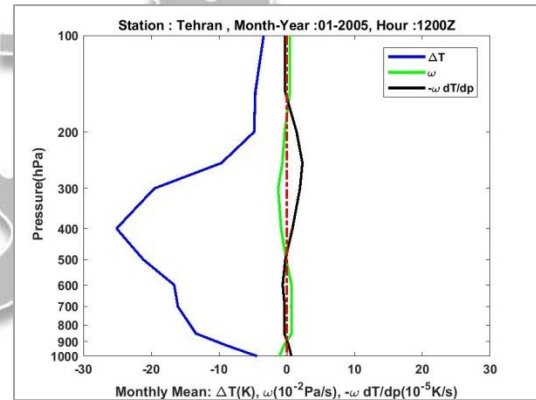


الف) نیمرخ قائم جمله قائم فرارفت دما

شکل ۱۲: الف) نیمرخ قائم تغییرات دما، امگا و جمله قائم فرارفت دما و ب) نیمرخ قائم دما در روزهای مختلف ژانویه ۲۰۱۹ در مهراباد تهران.

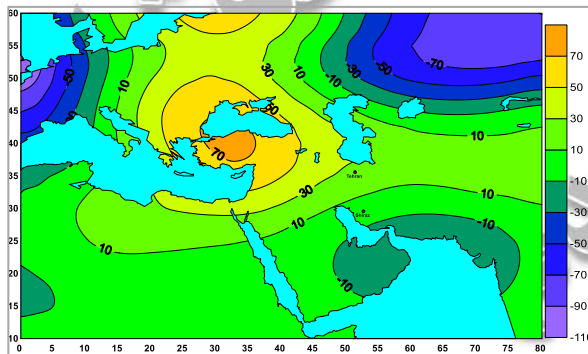


ب) نیمرخ قائم دما

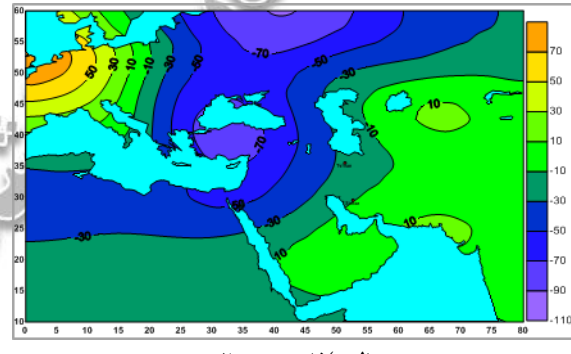


الف) نیمرخ قائم جمله قائم فرارفت دما

شکل ۱۳: الف) نیمرخ قائم تغییرات دما، امگا و جمله قائم فرارفت دما و ب) نیمرخ قائم دما در روزهای مختلف ژانویه ۲۰۰۵ در مهراباد تهران.



ب) ژانویه ۲۰۱۴



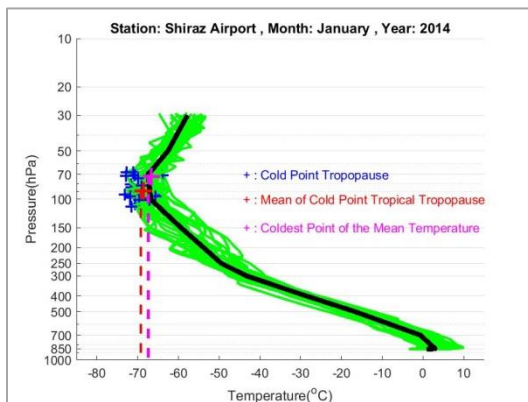
الف) ژانویه ۲۰۰۰

شکل ۱۴: الگوی بی‌هنجاری میانگین ماهانه ارتفاع تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) نسبت به میانگین دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ژانویه الف) ۲۰۰۰ و ب) ۲۰۱۴.

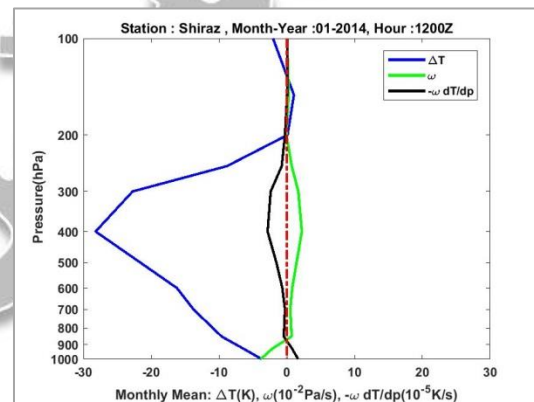
از شکل‌های ۱۵ الف) و ۱۶-الف) دیده می‌شود که در ایستگاه شیراز در ژانویه ۲۰۱۴ از سطح فشاری ۸۵۰ تا تراز فشاری ۲۰۰ هکتوپاسکال، جمله قائم فرارفت دما منفی است و سپس این کمیت به مقادیر مثبت سمت راست خط صفر نزدیک می‌شود. در حالیکه

در ژانویه ۲۰۰۰، از سطح ۸۵۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال جمله قائم فرارفت دما منفی است و از تراز فشاری ۴۰۰ تا تراز فشاری ۱۰۰ هکتوپاسکال مقادیر به مثبت گرایش یافته است (شکل ۱۶-الف). از شکل های ۱۵-ب) و ۱۶-ب) نیز مشاهده می شود که نقاط سرد وردایست گرمسیری روزانه در اطراف تراز فشاری ۱۰۰ هکتوپاسکال ایجاد شده اند با این تفاوت که در ژانویه ۲۰۰۰ دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری به کمتر از ۷۸- نیز رسیده است.

در ماه ژوئیه در ایستگاه مهرآباد تهران گرمترین میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری (با دمای ۶۹/۸- درجه سلسیوس و ارتفاع ۱۶/۱۲ کیلومتر) در سال ۲۰۰۲ و سردترین آن (با دمای ۷۶/۴- درجه سلسیوس و ارتفاع ۱۷/۴۴ کیلومتر) در سال ۲۰۱۳ برآورد شده است. در ایستگاه شیراز ویژگی های نقطه سرد وردایست گرمسیری در ژوئیه ۲۰۱۰ و ۲۰۲۰ تفاوت قابل توجهی نشان داده است. در این ایستگاه گرمترین میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری (با دمای ۷۷/۱- درجه سلسیوس و ارتفاع ۱۷/۷۸ کیلومتر) در سال ۲۰۱۰ و سردترین آن (با دمای ۸۰/۳- درجه سلسیوس و ارتفاع ۱۷/۷۴ کیلومتر) در سال ۲۰۲۰ برآورد شده است.

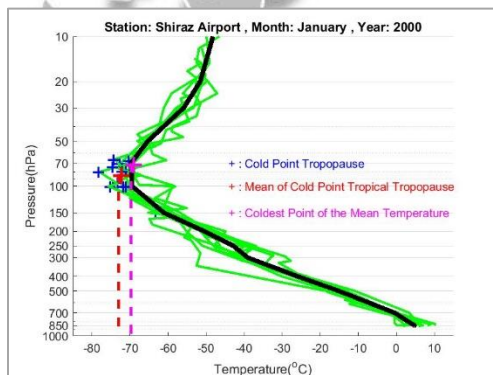


ب) نیمرخ قائم دما

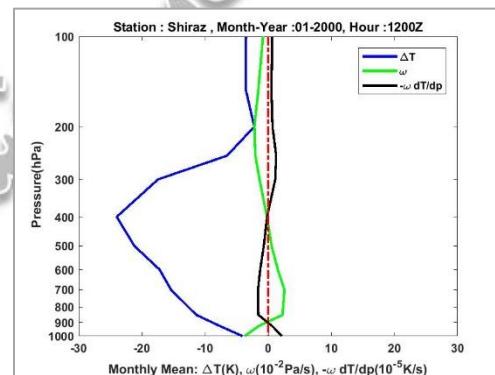


الف) نیمرخ قائم جمله قائم فرارفت دما

شکل ۱۵: الف) نیمرخ قائم تغییرات دما، امگا و جمله قائم فرارفت دما و ب) نیمرخ قائم دما در روزهای مختلف ژانویه ۲۰۱۴ در شیراز.



ب) نیمرخ قائم دما

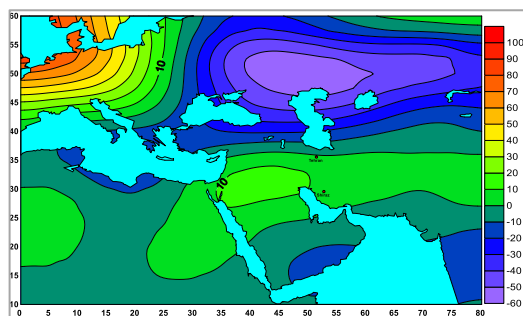


الف) نیمرخ قائم جمله قائم فرارفت دما

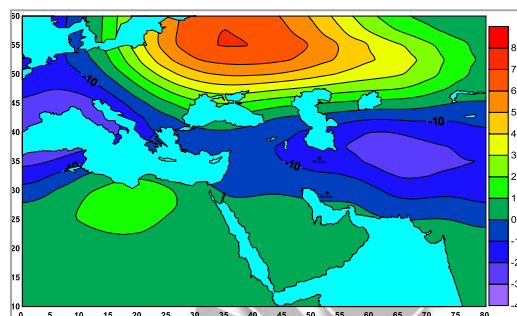
شکل ۱۶: الف) نیمرخ قائم تغییرات دما، امگا و جمله قائم فرارفت دما و ب) نیمرخ قائم دما در روزهای مختلف ژانویه ۲۰۰۰ در شیراز.

از بررسی بی هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده شد که ایستگاه مهرآباد تهران در ژوئیه ۲۰۰۲ (ژوئیه ۲۰۱۳) تحت تاثیر بی هنجاری منفی (بی هنجاری مثبت) قرار دارد (شکل های ۱۷-الف و ۱۷-ب). ایستگاه شیراز نیز در ژوئیه ۲۰۱۰ تحت تاثیر هنجاری

منفی (شکل ۱۸-الف) و در ژوئیه ۲۰۲۰ (شکل ۱۸-ب) تحت تاثیر بی هنجاری مثبت قرار دارد. بی هنجاری مثبت معرف تقویت کم فشار گرمائی در ژوئیه سالهای ۲۰۱۳ و ۲۰۲۰ است که می تواند عامل افزایش ارتفاع وردایست گرمسیری باشد.

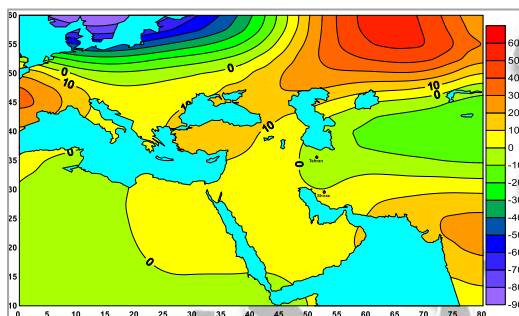


ب) ژوئیه ۲۰۱۳

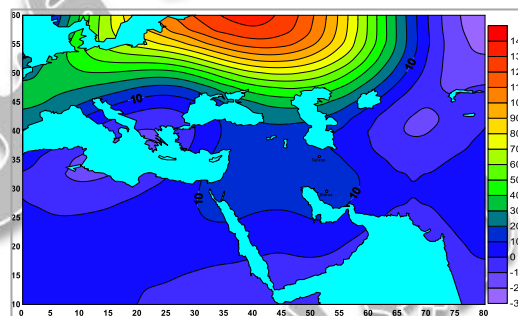


الف) ژوئیه ۲۰۰۲

شکل ۱۷: الگوی بی هنجاری میانگین ماهانه ارتفاع تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) نسبت به میانگین دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ماه ژوئیه سال الف) ۲۰۰۲ و ب) ۲۰۱۳.



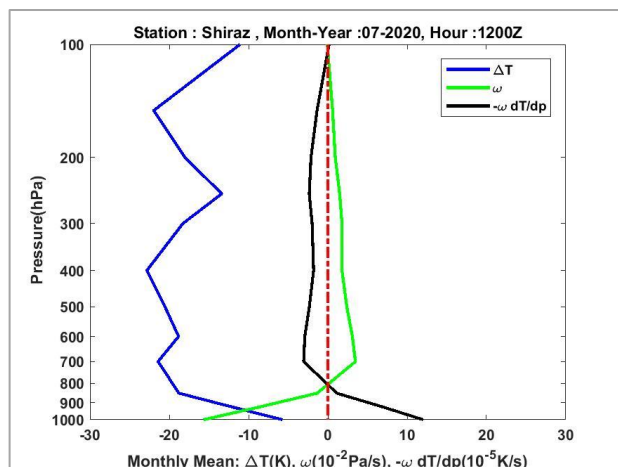
ب) ژوئیه ۲۰۲۰



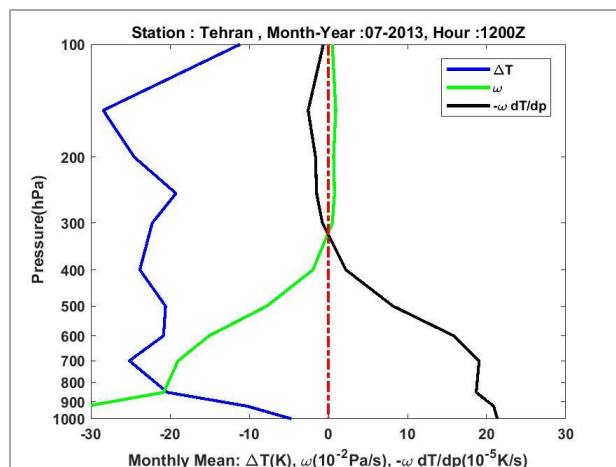
الف) ژوئیه ۲۰۱۰

شکل ۱۸: الگوی بی هنجاری میانگین ماهانه ارتفاع تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) نسبت به میانگین دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در ماه ژوئیه سال الف) ۲۰۱۰ و ب) ۲۰۲۰.

در شکل ۱۹ نیمرخ قائم جمله قائم فرارفت دما در ژوئیه سالهای ۲۰۱۳ در ایستگاه مهرآباد تهران (شکل ۱۹-الف) و ۲۰۲۰ در ایستگاه شیراز (شکل ۱۹-ب) نشان داده شده است. از این شکل ها دیده می شود که در ماه ژوئیه که کم فشار گرمایی در روی ایران توسعه یافته و عمیق می شود، در ترازهای زیرین حرکت صعودی تقویت شده است. از این رو جمله قائم فرارفت دما در این ترازها مثبت بوده و مقدار آن افزایش یافته است. این کمیت از سطح زمین تا سقف کم فشار گرمایی به تدریج کاهش یافته و سپس به مقادیر منفی تغییر کرده است. سقف کم فشار گرمایی بوسیله حرکت بالاسو مشخص می شود. در ایستگاه مهرآباد تهران حرکت قائم از سطح زمین تا زیر تراز فشاری ۳۵۰ هکتوپاسکال بالاسو است در حالیکه در ایستگاه شیراز این کمیت در زیر تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال قرار دارد. این تفاوت به سبب شرایط خرد اقلیم حاکم بر ایستگاه های مطالعاتی ایجاد شده است. به نظر می رسد که ارتفاعات البرز به سبب ایجاد حرکت صعودی اروگرافیکی توانسته است حرکت صعودی کم عمق کم فشار گرمایی و در نتیجه جمله قائم فرارفت دما را در ترازهای زیرین ایستگاه مهرآباد تهران افزایش دهد. این عامل سبب شده است تا میانگین ارتفاع نقطه سرد وردایست گرمسیری هر دو ایستگاه در سالهای ۲۰۱۳ و ۲۰۲۰ تفاوت قابل توجهی نداشته باشند.



ب) ژوئیه ۲۰۲۰، ایستگاه شیراز

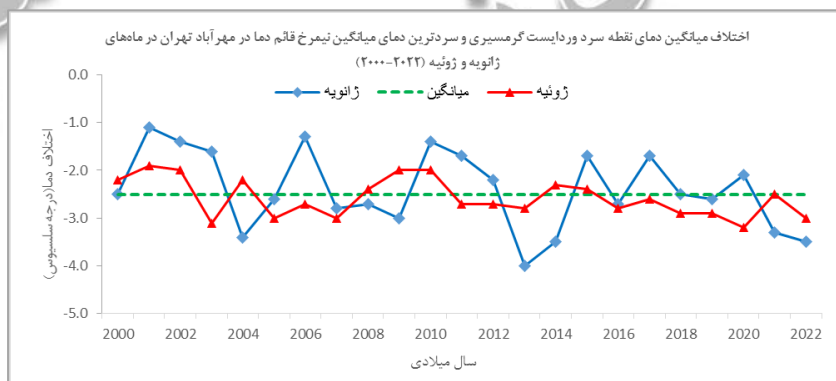


الف) ژوئیه ۲۰۱۳، ایستگاه مهرآباد تهران

شکل ۱۹: الف) نیمرخ قائم تغییرات دما، امگا و جمله قائم فرارفت دما در ماه ژوئیه الف) ۲۰۱۳ و ب) ۲۰۲۰.

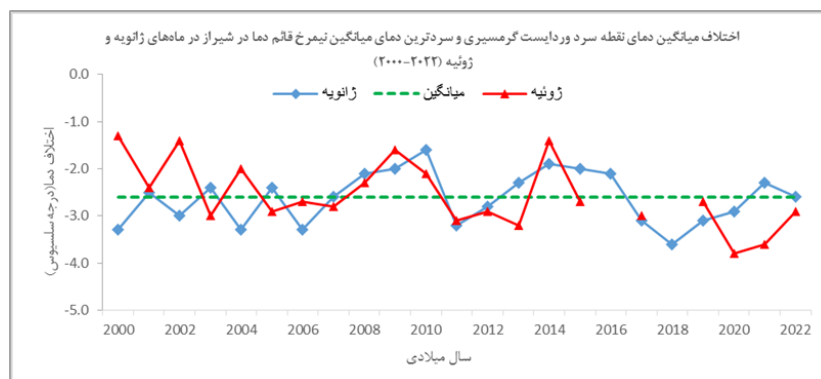
شکل ۲۰ اختلاف میانگین دمای نقطه سرد و ردايست گرمسيري و سردترين نقطه میانگین نیمرخ قائم دما در ایستگاه‌های مهرآباد تهران (شکل ۲۰-الف) و شیراز (شکل ۲۰-ب) در ماه‌های ژانویه و ژوئیه را نشان می‌دهد. از این شکل‌ها دیده می‌شود که در ایستگاه مهرآباد تهران این کمیت در ماه ژانویه حول میانگین نوسان بیشتری نسبت به ماه ژوئیه دارد در حالیکه در ایستگاه شیراز نوسان مربوط به ماه ژوئیه حول میانگین بیشتر از ماه ژانویه است. در ایستگاه شیراز این اختلاف‌ها به این دلیل ایجاد شده است که در ماه ژانویه سامانه‌های چرخندی نیمه شمالی ایران را بیشتر تحت تاثیر قرار می‌دهند در حالیکه مناطق جنوبی درماه ژوئیه بیشتر از مناطق شمالی تحت تاثیر شرایط موسمی تابستانه هستند. شایان ذکر است که متوسط اختلاف دمای نقطه سرد و ردايست گرمسيري در دو ماه ژانویه و ژوئیه در هر دو ایستگاه، ۲/۵ درجه برآورد شده است.

چنین بر می‌آید که در دوره آماری انتخابی در ماه ژوئیه، توسعه و استقرار کم فشار گرمائی (شکل ۷) و در ماه ژانویه استقرار پرفشار سرد (شکل ۱۰) سبب شده است تا دمای و ردايست گرمسيري بطور متوسط ۲/۵ درجه نسبت به میانگین کمتر شود.



الف)مهرآباد تهران





ب) شیراز

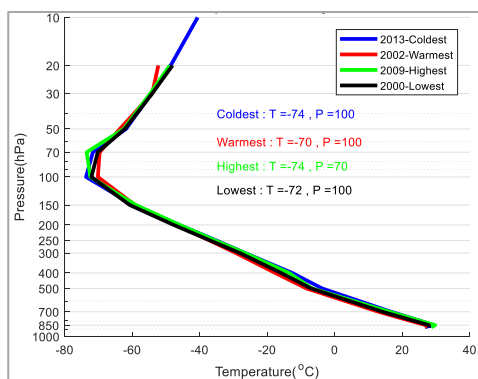
شکل ۲۰: تغییرات سالانه اختلاف میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما در ماههای ژانویه و ژوئیه در ایستگاههای الف) مهرآباد تهران و ب) شیراز.

### ۲،۳. مقادیر حدی نقطه سرد میانگین ماهانه نیمرخ قائم دما

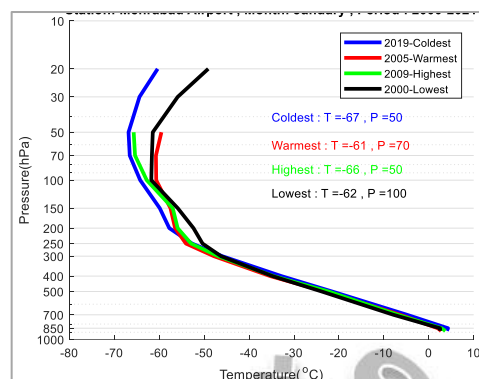
در ادامه مقادیر حدی نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در دو ایستگاه مطالعاتی برآورد شد. شکل های ۲۱ و ۲۲ میانگین نیمرخ قائم دما با سردترین، گرمترین، بالاترین و پایین ترین نقطه سرد در ماههای ژانویه (شکل الف) و ژوئیه (شکل ب) دوره آماری را به ترتیب در ایستگاههای مهرآباد تهران و شیراز نشان می دهد. از بررسی این شکل ها دیده شد که ژانویه سال ۲۰۱۹ در هر دو ایستگاه مهرآباد تهران و شیراز، نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما دارای کمترین دما می باشد که در ایستگاه مهرآباد تهران از ایستگاه شیراز بیشتر است. در این مورد مطابق شکل ۱۱-الف) تقویت پشته ارتفاع تراز میانی سبب کاهش دمای نقطه سرد میانگین قائم نیمرخ دما در هر دو ایستگاه مطالعاتی شده است. در ماه ژوئیه نیز دمای نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در ایستگاه مهرآباد از ایستگاه شیراز بیشتر می باشد.

گرمترین نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در ایستگاه مهرآباد در سال ۲۰۰۵ و در ایستگاه شیراز در سال ۲۰۰۳ برآورد شده است. بررسی میانگین میدان فشار سطح زمین و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای دوم تا بیست و ششم ژانویه ۲۰۰۵ نشان داد که در این مورد سامانه کم فشار سرد به تناوب از نیمه شمالی ایران عبور کرده است (بی هنجاری منفی ارتفاع تراز میانی مطابق شکل ۱۱-ب) و با انتقال هوای سرد به محدوده مطالعاتی، میانگین ماهانه نقطه سرد نیمرخ قائم دما را به لایه های پایین تر منتقل کرده است و از این رو میانگین ماهانه این کمیت در تهران گرمتر برآورد شده است. این شرایط در پانزدهم تا بیست و دوم و همچنین بیست و پنجم تا بیست و هفتم ژانویه ۲۰۰۳ در ایستگاه شیراز نیز رخ داده است. در این مورد نیز وجود هوای سرد ناشی از عبور سامانه های فشاری با هسته سرد، سبب افزایش میانگین دمای نیمرخ قائم دما شده است.

در ژوئیه ۲۰۰۹ نیز در ایستگاه شیراز، نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما به کمترین مقدار و بالاترین سطح فشاری رسیده است افزون بر آن نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در ماه ژوئیه سال ۲۰۰۰، در ایستگاههای مهرآباد تهران و شیراز در پایین ترین سطح فشاری قرار گرفته اند.

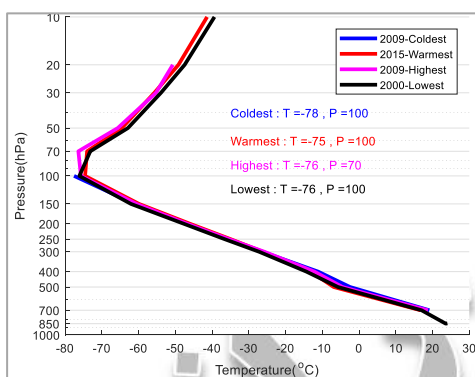


ب) ژوئیه

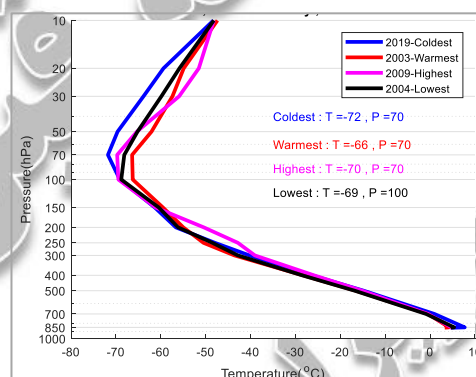


الف) ژانویه

شکل ۲۱: میانگین نیمرخ قائم دما با سردترین، گرمترین، بالاترین و پایین ترین نقطه سرد در ساعت ۰۰:۰۰ گرینویچ (الف) ماه ژانویه و (ب) ماه ژوئیه سالهای مختلف دوره آماری در ایستگاه مهرآباد تهران.



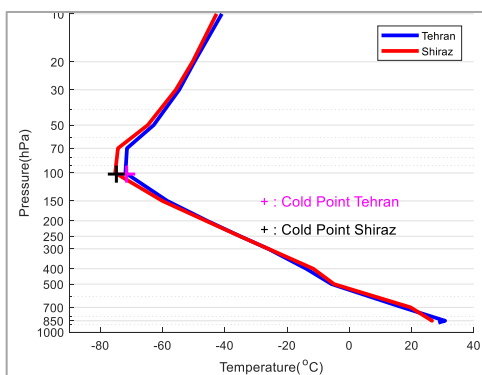
ب) ژوئیه



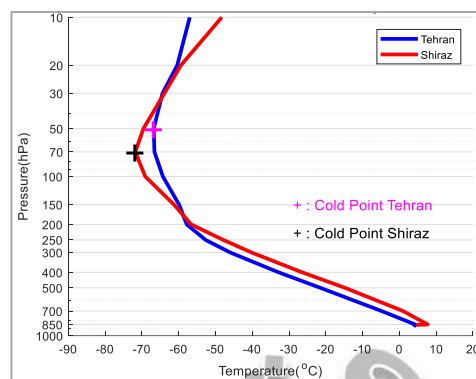
الف) ژانویه

شکل ۲۲: میانگین نیمرخ قائم دما با سردترین، گرمترین، بالاترین و پایین ترین نقطه سرد در ساعت ۰۰:۰۰ گرینویچ (الف) ماه ژانویه و (ب) ماه ژوئیه سالهای مختلف دوره آماری در ایستگاه شیراز.

شایان ذکر است که میانگین دما در هر دو ایستگاه مطالعاتی در ماه ژانویه بعد از نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما، با ارتفاع به گونه‌ای افزایش یافته است که معرف یک وردایست ملایم یا هموار با عمق یکنواخت است (شکل ۲۳-الف) در حالیکه در ماه ژوئیه این افزایش به صورت ملایم تری رخ داده است و یک وردایست لایه‌ای که عمق آن کمتر و تیزتر است، تشکیل شده است (شکل ۲۳-ب). این نتیجه با بخشی از نتیجه پژوهش آنامالای و میهتا (۲۰۲۲) هماهنگی دارد. از آنجائی که میانگین سبب از بین بردن افت و خیز می‌شود، از این رو وردایست ماهانه تیز در ماه‌های تحت بررسی تشکیل نشده است. سکون نسبی و نبود تغییرات قابل توجه دما در وردسپهر بالا، می‌تواند یک لایه یکنواخت ایجاد کند و در نتیجه وردایست لایه‌ای بوجود آید.



ب) ژوئیه



الف) ژانویه

شکل ۲۳: میانگین نیمرخ قائم دما در ساعت ۰۰:۰۰ گرینویچ در الف) ماه ژانویه (وردایست هموار) و ب) ماه ژوئیه (وردایست لایه‌ای) سال ۲۰۱۹ در ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز.

#### ۴. نتیجه‌گیری

در این پژوهش بر پایه داده‌های واقعی ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز که در دو عرض جغرافیایی متفاوت قرار دارند، در دوره آماری ۲۰۲۲-۲۰۰۰، میانگین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری و نقطه سرد میانگین نیمرخ قائم دما در ماه‌های ژانویه و ژوئیه بررسی و نتایج بدست آمده با پژوهش‌های خارجی پیشین مقایسه شد.

نتایج این پژوهش نشان داد که در دوره آماری انتخابی در ماه ژوئیه، توسعه و استقرار کم فشار گرمائی توانسته است بطور میانگین ۲/۵ درجه دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری را در ایستگاه‌های مطالعاتی کاهش دهد. به تدریج که دمای هوا کاهش می‌یابد، کم‌فشار گرمائی به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر منتقل می‌شود و اثر آن بر ارتفاع وردایست گرمسیری کمتر می‌شود. در نتیجه ارتفاع وردایست گرمسیری کاهش یافته و به حالت عادی (در پاییز) بر می‌گردد. در ماه ژانویه که ایران بطور معمول تحت تاثیر پرفشار سرد قرار دارد، ترازهای فشاری مختلف جو نیز تحت تاثیر هوای سرد قرار داشته و به تدریج دمای وردایست گرمسیری نیز کاهش یافته است. تداوم استقرار این سامانه فشاری در طول دوره آماری سبب شده است تا دمای وردایست گرمسیری بطور میانگین ۲/۵ درجه نسبت به میانگین کمتر شود. این نتیجه با بخشی از پژوهش‌های کیم و الکساندر (۲۰۱۵) تفاوت دارد. آنها نشان دادند که در غرب آرام استوایی، امواج سیاره‌ای دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در دوره ژوئیه ۱۹۹۴ تا می ۲۰۱۴، را بطور متوسط ۱/۶ درجه کاهش داده است. این تفاوت می‌تواند به دلیل یکسان نبودن دوره آماری، اختلاف موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های تحت بررسی و عامل کاهش دمای وردایست گرمسیری ایجاد شده باشد. در منطقه مطالعاتی کیم و الکساندر (۲۰۱۵)، همرفت مرطوب در منطقه گرمسیری غرب آرام بسیار شدید است بطوری که این منطقه تامین کننده بخار آب پوشش سپهر پایین مناطق عرض‌های میانه می‌باشد.

افزون بر آن دیده شد که در ایستگاه‌های مطالعاتی، میانگین ماهانه دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در ماه ژوئیه کمتر از ماه ژانویه است و همچنین کمترین دمای وردایست گرمسیری نیز در ماه ژوئیه برآورد شده است. این نتیجه با نتایج حاصل از پژوهش آناملای و میهتا (۲۰۲۲) و جین و همکاران (۲۰۱۰) هماهنگ است ولی با نتیجه حاصل از پژوهش اوجینیو و ماکالالاد (۲۰۲۱)، متفاوت می‌باشد. در پژوهش آناملای و میهتا (۲۰۲۲) و جین و همکاران (۲۰۱۰) نیز نشان داده شده است که در نیمکره شمالی، وردایست گرمسیری در ماه‌های گرم سال سردتر است. در پژوهش اوجینیو و ماکالالاد (۲۰۲۱)، کمترین دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری در منطقه

مطالعاتی محدود به ۴ تا ۲۸ درجه عرض جغرافیائی شمالی و ۱۱۵ تا ۱۴۵ درجه طول جغرافیائی شرقی در ماه فوریه برآورد شده است. این تفاوت به علت قرارگیری منطقه مطالعاتی این پژوهشگران در غرب اقیانوس آرام ایجاد شده است. در این منطقه فصل گرم و بارانی در ماه‌های ژوئیه تا نوامبر است و در نتیجه وردایست گرمسیری در سطوح فشاری پایین‌تری قرار می‌گیرد و نقطه سرد این وردایست گرم‌تر می‌باشد.

## منابع

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

برهانی، رضا، احمدی گیوی، فرهنگ، قادر، سرمد و محب‌الحجه، علیرضا. (۱۳۹۷). مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۱۳ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا. مجله فیزیک زمین-فضا، ۴۴(۳)، ۶۰۷-۶۲۴.

کیخسروی، قاسم. (۱۳۹۴). تحلیل همدیدی - آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز بعنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی. مجله آب و هواشناسی کاربردی، ۲(۲)، ۳۳-۴۸.

لشکری، حسن، داداشی رودباری، عباسعلی و محمدی، زینب. (۱۳۹۶). تحلیل تغییرات ماهانه ارتفاع لایه تروپوپاز بر روی ایران. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۹(۱)، ۱۱۳-۱۳۳.

عساکره، حسین، دارند، محمد و زند کریمی، سوما. (۱۳۹۹). ویژگی‌های توصیفی وردایست بر روی جو ایران در فصل گذر. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۲(۲)، ۳۳۳-۳۵۰.

مرادی، محمد. (۱۴۰۱). اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در نیمکره شمالی (۲۰۲۰-۱۹۷۹). مجله فیزیک زمین-فضا، ۴۸(۳)، ۷۳۱-۷۴۸.

مرادی، محمد. (۱۴۰۲). بررسی آماری ویژگی‌های وردایست در تهران و شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (۲۰۲۲-۲۰۰۰). مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۵(۱)، ۳۹-۵۵.

Annamalai, V., & Mehta, S.K. (2022). Extreme variability of the tropical tropopause over the Indian monsoon region. *Climate Dynamics*, 59. 2929–2948.

Asakereh, H., Darand, M., & zandkarimi, S. (2020). Descriptive Characteristics of Tropopause on the Atmosphere of Iran in Transitional seasons. *Physical Geography Research Quarterly*. 52(2). 333-350 (in Persian).

Birner, T. (2010). Residual circulation and tropopause structure. *J. Atmos. Sci.*, 67. 2582–2600.

Borhani, R., & Ahmadi-Givi, F. (2018). A statistical-dynamical analysis of tropopause folds in the southwest Asia during 2000-2015. *Iranian Journal of Geophysics*. 12(2). 127-146 (in Persian).

- Borhani, R., Ahmadi-Givi, F., Ghader, S., & Mohebalhojeh, A. (2018). Study of tropopause folding frequency and its seasonal changes during 2013-2015 emphasizing over Southwest Asia. *Journal of the Earth and Space Physics*. 44(3). 607-624 (in Persian).
- Eugenio, R. G., & Macalalad, E.P. (2021). Monthly Observations of Cold-point Tropopause Temperature and Height for 2008 in the Philippines Using COSMIC GPS Radio Occultation. *Journal of Physics: Conference Series*, Volume 1936, 2021 11th International Conference on Applied Physics and Mathematics (ICAPM 2021) 1-3 February 2021, Shanghai, China.
- Gottelman, A., Salby, M.L., & Sassi, F. (2002). Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region. *Journal of Geophysical Research*. 107(D10). 1-12.
- Gottelman, A., Birner, T., Eyring, V., Akiyoshi, H., Bekki, S., Brühl, C., Dameris, M., Kinnison, D. E., Lefevre, F., Lott, F., Mancini, E., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Shibata, K., Stenke, A., Struthers, H., & Tian, W. (2009). The tropical tropopause layer 1960–2100. *Atmos. Chem. Phys.* 9. 1621–1637.
- Grise, K., Thompson, D., & Birner, T. (2010). A global survey of static stability in the stratosphere and upper troposphere. *J. Clim.* 23.2275–2292.
- Han, Y., Xie, F., Zhang, S., Zhang, R., Wang, F., & Zhang, J. (2017). An Analysis of Tropical Cold-Point Tropopause Warming in 1999. *Advances in Meteorology*. Volume 2017. Article ID 4572532, 11 <https://doi.org/10.1155/2017/4572532>. pages
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111. 877–946.
- keikhosravi, G. (2015). Synoptic analysis - statistical height of the tropopause layer as a profile of climate change in Khorasan Razavi. *Journal of Applied Climatology*. 2(2). 33-48 (in Persian).
- Kim, J., & Son, S.W. (2012). Tropical cold-point tropopause: Climatology, seasonal cycle, and intraseasonal variability derived from COSMIC GPS radio occultation measurements. *J. Clim.* 25. 5343–5360.
- Kim, J. E., & Alexander, M. J. (2015). Direct impacts of waves on tropical cold point tropopause temperature. *Geophys. Res. Lett.* 42. 1584–1592. doi:10.1002/2014GL062737.
- Lashkari, H., Dadashi Roudbari, A., & Mohamadi, Z. (2017). Analysis of Monthly Changes in Tropopause Height Layer on Iran. *Physical Geography Research Quarterly*. 49(1). 113-133 (in Persian).
- Moradi, M. (2022). The effect of sudden stratospheric warming on the height and temperature variations of thermal tropopause in northern hemisphere (1979-2020). *Journal of the Earth and Space Physics*. 48(3). 731-748 (in Persian).
- Moradi, M. (2023). A Statistical Analysis of the Tropopause Characteristic over Tehran and Shiraz in January and July (2000-2022). *Physical Geography Research Quarterly*. 55(1).55-39 (in Persian).
- Muhsina, M., Sunilkumara, S.V., Venkat Ratnamb, M., Parameswarana, K., Krishna Murthy, B.V. & Emmanuel, M. (2018). Effect of convection on the thermal structure of the troposphere and lower stratosphere including the tropical tropopause layer in the south Asian monsoon region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 169 (9). 52-65.
- Randel, W.J., Wu, A.F., & Rios, W.R. (2003). Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations. *J. Geophys. Res.* 108, 4024. doi:10.1029/2002JD002595.

Sunilkumar, S. V., A. Babu, and K. Parameswaran (۲۰۱۳). Mean structure of the tropical tropopause and its variability over Indian longitude sector, *Climate Dynam.* ۴۰. ۱۱۲۵–۱۱۴۰. doi:۱۰.۱۰۰۷/s-۰۱۲-۰۰۳۸۲-۸-۱۴۹۶

Tegtmeier, S., Anstey, J., Davis, S., Dragani, R., Harada, Y., Ivanciu, I., Pilch Kedzierski, R., Krüger, K., Legras, B., Long, C., Wang, J., Wargan, K., & Wright, J. S. (2020). Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 20(2). 753-770. doi:10.5194/acp-20-753-2020.

Tomikawa, Y., Nishimura, Y., & Yamanouchi, T. (2009). Characteristics of tropopause and tropopause inversion layer in the polar region. *SOLA*. 5. 144–144. doi:10.2151/sola.2009-036.

Wang, W., Matthes, K., Schmidt, T., & Neef, L. (2013). Recent variability of the tropical tropopause inversion layer. *Geophysical Research Letters*. 40(33).6308–6313.

Wilhelmsen, H., Ladstadter, F., Schmidt, T., & Steiner, A. K. (2020). Double tropopauses and the tropical belt connected to ENSO. *Geophysical Research Letters*, 47. <https://doi.org/10.1029/2020GL089027>.

World Meteorological Organization. (1957). *Meteorology: A three dimensional science: Second session of the Commission for Aerology*. WMO Bull.4(4).134–138.

Zangl, G., & Hoinka, K.P. (2001). The tropopause in the Polar Regions. *Journal of Climate*. 14. 3117-3139.

## **A statistical investigation of the tropical cold point tropopause temperature in Tehran and Shiraz in January and July (2000-2022)**

### **Summary**

The tropopause is part of the fundamental structure of the atmosphere, separating the dynamically and chemically distinct troposphere and stratosphere. Based on the concepts; three different tropopauses the name thermal, dynamical, and chemical or ozone tropopause are defined. The thermal tropopause is defined as the lowest level above 500hPa 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 dynamical tropopause is defined in terms of sharp changes in the potential vorticity, which measures the stratification and wind shears in air masses. The original concept of the dynamical tropopause is based on the isentropic gradient of potential vorticity it is typically determined in a thin layer with absolute potential vorticity values within 1 and 4 potential vorticity units. Chemical tropopause is another type of tropopause that is defined based on the vertical concentrations of the trace gases such as ozone mixing ratio and water vapor. In tropical latitudes, a useful reference for distinguishing the tropopause from the stratosphere is the cold point, where the temperature minimum occurs. The cold-point tropopause is the temperature minimum in the tropopause region and represents this acts as the thermal boundary between the troposphere and the stratosphere whose height varies from 18 km in the tropics to about 8 km in the poles. This boundary plays a crucial role in the troposphere-stratosphere exchange.

In the present study, radiosonde data used here are obtained from the Integrated Global Radiosonde Archive at the NOAA National Climatic Data Center. Temperature profiles daily over January and July

2000-2022 were taken from two radiosonde stations in the central and south of Iran including Tehran (51.31°E, 35.56°N), and Shiraz stations (52.60°E, 29.53°N), and analyzed.

In Figure 1 using radiosonde temperature profiles (green lines) at Tehran stations in a) January and b) July 2021, cold-point tropopause and monthly mean temperature (black lines) are shown. The blue plus signs are cold point tropopauses from individual profiles and the red plus sign is the average of all blue plus signs. The black thick line is the mean temperature profile and the purple plus sign is the coldest point of the mean temperature profile.  $\Delta T$  is the difference between the red and purple plus signs. Although we only showed one month of data in January and July in Figure 1 to visualize the difference between the mean of cold point tropopause and the coldest point of the mean temperature profile, our calculation for  $\Delta T$  is in the 2000-2022 period.

The results showed that Shiraz station's lowest temperature of the tropical cold point tropopause is colder than the Mehrabad station of Tehran, and the lowest temperature of the tropical cold point tropopause is estimated in July. This difference is related to combining geographical-latitudinal characteristics of the two stations and the development of thermal low pressure in July over Iran, which has caused an increase in height and a decrease in the temperature of the tropical tropopause. Also, the results showed the average tropical cold point tropopause temperature in the stations is 2.5 degrees lower than the average cold point of the vertical temperature profile, and the thermal low pressure and cold high pressure are the cause of this difference.

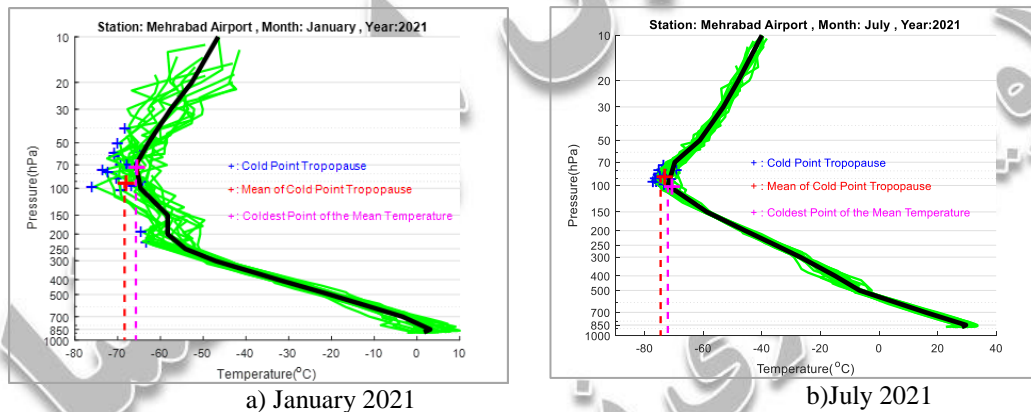


Figure 1: Temperatures profiles for January and July 2021 from Tehran station radiosonde. The green lines are all individual temperature profiles. The blue plus signs are cold point tropopauses from individual profiles and the red plus sign is the average of all blue plus signs. The thick black line is the mean temperature profile and the purple plus sign is the coldest point of the mean temperature profile.  $\Delta T$  is the difference between the red and purple plus signs.

**Keywords:** Troposphere, Tropical tropopause, Cold point tropopause temperature, Cold point of the mean temperature profile.