

ویژگی‌های توصیفی بردایست بر روی جو ایران در فصول تابستان و زمستان

حسین عساکره^۱

محمد دارند^۲

سید ابوالفضل مسعودیان^۳

سوما زندکریمی^۴

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۹/۱۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۱/۳۰

چکیده

وردایست لایه انتقال بین وردسپهر و پوشش سپهر است. در این پژوهش برای شناخت بردایست بر روی جو ایران از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیل مربوط به پایگاه ECMWF در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه در ترازهای مختلف جو و بر پایه افت آهنگ دما (LRT) استفاده شد. نتایج پژوهش نشان داد که در ماه‌های فصل زمستان تغییرات تراز فشار بردایست بر روی ایران از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند و با افزایش عرض جغرافیایی ارتفاع بردایست کاهش می‌یابد، اما در ماه‌های فصل تابستان ویژگی‌های تراز فشار بردایست متفاوت با ماه‌های فصل زمستان است. در این ماه‌ها تغییرات ترازهای فشار بردایست از عرض جغرافیایی تبعیت نمی‌کنند؛ بر روی ارتفاعات زاگرس و کرمان ارتفاع بردایست در پایین‌ترین حد خود قرار دارد، در حالی که بالاترین ارتفاع بردایست در این ماه‌ها در عرض‌های جغرافیایی بالاتری نسبت به دیگر ماه‌ها واقع می‌شود. بررسی دمای تراز پایین و بالای بردایست نیز نشان داد که دمای تراز پایین بردایست در تمام ماه‌های فصول بررسی شده پایین‌تر از دمای تراز بالای آن است و دمای دو تراز با تغییرات ارتفاع بردایست در ماه‌های مختلف دچار تغییر شده است. بررسی تفاضل دمایی دو تراز اطراف بردایست نشان داد که تفاضل دمایی دو تراز اطراف بردایست در فصل تابستان در مقایسه با فصل زمستان قابل توجه‌تر است. این در حالی بود که در فصل زمستان تفاضل دمایی در اکثر مناطق از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند و با افزایش عرض جغرافیایی تفاضل دمایی کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: تراز فشاری بردایست، تابستان، زمستان، بردایست

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، ایران asakereh@znu.ac.ir

۲- دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان، ایران m.darand@uok.ac.ir

۳- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران s.a.masoodian@geo.ui.ac.ir

۴- دانشجوی دکتری تغییر اقلیم، دانشگاه زنجان، ایران (نویسنده مسئول) somazand69@gmail.com

مقدمه

مثال میرس و همکاران^{۱۶}، ۲۰۰۳؛ وینیکو و گرودی^{۱۷}، ۲۰۰۳؛ ورنیر و همکاران^{۱۸}، ۲۰۱۱؛ مانی و همکاران^{۱۹}، ۲۰۱۴؛ ورگان و کوی^{۲۰}، ۲۰۱۶). با این وجود داده‌های حاصل از تصویربرداری ماهواره‌ای در مقیاس عمودی دقت بسیار پایینی دارند و نیز توان تفکیک زمانی آن‌ها محدودتر است. از داده‌های واکاوی و داده‌های حاصل از مدل‌های آب و هوایی نیز به‌وسیله‌ی پژوهشگران مختلف به‌ویژه در چند سال اخیر بهره‌ی بسیار برده شده است (زندل و همکاران، ۲۰۰۰؛ سوسن و سانتر^{۲۱}، ۲۰۰۳؛ ریچلر و همکاران^{۲۲}، ۲۰۰۳؛ ۲۰۰۷؛ IPCC^{۲۳}؛ بیسن و همکاران^{۲۴}، ۲۰۱۴؛ لی و بین^{۲۵}، ۲۰۱۵). خروجی فرآیند بازکاوی و مدل‌های آب و هوایی به لحاظ تغییر در نظام مشاهدات، منابع ورودی و همچنین تکنیک‌های پردازش زمینی عاری از خطا نیستند، با این وجود، این داده‌ها برای ارزیابی ویژگی‌های وردایست مناسب‌تر از منابع داده‌ای یاد شده در بالا بشمار می‌آیند (سانتر و همکاران^{۲۶}، ۲۰۰۳؛ پللیکو^{۲۷}، ۲۰۱۸).

شناخت ویژگی‌های وردایست با استفاده از نمایه‌ی نرخ کاهش دما (LRT) به وسیله‌ی بسن و همکاران (۱۹۹۶) شنایدر و همکاران^{۲۸} (۲۰۰۴) و هوو و همکاران^{۲۹} (۲۰۱۶) انجام شده است. مطالعات انجام شده بر روی وردایست ایران به‌وسیله‌ی پژوهشگران متعددی انجام شده است. برای مثال شریفی و سام خانیاتی (۱۳۹۰) ناهنجاری ارتفاع و دمای وردایست ایران در طول ۹ سال را با استفاده از روش «RO»^{۳۰} که از سیگنال‌های فرستاده شده توسط سامانه‌ی تعیین

وردایست^۱ لایه انتقال بین وردسپهر^۲ و پوشن‌سپهر^۳ است. این لایه اغلب با تغییر ناگهانی در ساختار گرمایی، پوششی و شیمیایی جو قابل ردیابی است (هاگود و هاسکینس^۴، ۱۹۹۸؛ هوینکا^۵، ۱۹۹۹؛ فوگلیستالر و همکاران^۶، ۲۰۰۹؛ گتلمن و همکاران^۷، ۲۰۱۱). ردیابی و شناسایی وردایست با به‌کارگیری منابع داده‌ای - اطلاعاتی متفاوتی نظیر رادیوسوندها، داده‌های ماهواره‌ای، پایگاه‌های داده‌های بازکاوی و پایگاه‌های داده‌های حاصل از مدل‌ها انجام می‌شود. هرکدام از این منابع داده دارای معایب و مزیت‌هایی هستند: مطالعات پرشماری در سطح جهانی و با استفاده از داده‌های رادیوسوند بر روی وردایست صورت گرفته است (برای مثال سیدل و همکاران^۸، ۲۰۰۱؛ واروتس و همکاران^۹، ۲۰۰۴؛ آنل و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۶؛ زندل و هومیر و همکاران^{۱۱}، ۲۰۱۰؛ فنگ و همکاران^{۱۲}، ۲۰۱۲؛ جو و همکاران^{۱۳}، ۲۰۱۶؛ تانگ و همکاران^{۱۴}، ۲۰۱۸؛ جیانگ و همکاران^{۱۵}، ۲۰۱۸). با این وجود، داده‌های حاصل از این منبع با محدودیت شمار ایستگاه‌های رادیوسوند به‌ویژه بر روی اقیانوس‌ها و نیم‌کره‌ی جنوبی مواجه است (راکن و همکاران^{۱۶}، ۱۹۹۷؛ اشمیت و همکاران^{۱۷}، ۲۰۰۸). به این دلیل تعمیم‌یافته‌ی حاصل از ایستگاه‌های رادیوسوند با عدم قطعیت بالایی همراه است. از دیگر منابع داده‌ای برای شناسایی وردایست داده‌های حاصل از تصویربرداری ماهواره‌ای است. با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای مطالعات زیادی بر روی وردایست جهانی صورت گرفته است (برای

16- Mears et al
17- Vinnikov and Grody
18- Vernier et al
19- Manney et al
20- Wargan and Coy
21- Sausen and Santer
22- Reichler et al
23- Intergovernmental Panel on Climate Change
24- Peethani et al
25- Li and Bian
26- Santer et al
27- Pellico
28- Schneider et al
29- Hu et al
30- Radio Occultation

1- Tropopause
2- Troposphere
3- Stratosphere
4- Highwood and Hoskins
5- Hoinka
6- Fueglistaler
7- Gettelmn et al
8- Varotsas et al
9- Añel et al
10- Homeyer et al
11- Feng et al
12- Guo et al
13- Tang et al
14- Jiang et al
15- Rocken et al

این پژوهش نیز نشان داد که در ماه فوریه بیشترین اختلاف ارتفاع بین جنوب و شمال کشور رخ داده است. تقریباً در همه‌ی پهنه‌ی کشور منحنی هم‌ارتفاع موازی و مداری‌اند. در ماه‌های فصل تابستان نیز ارتفاع وردایست در جنوب شرق کاهش می‌یابد و بالاترین ارتفاع آن در مرکز کشور رخ می‌دهد.

کریمی و همکاران (۱۳۸۴) نیز به بررسی و مطالعه ارتباط نوسانات ازن کلی جو با تغییرات وردایست بر فراز شهر اصفهان پرداخته‌اند. نتایج این پژوهش نشان‌دهنده‌ی افزایش ارتفاع وردایست در منطقه‌ی مورد مطالعه است.

در پژوهشی دیگر برهانی و احمدی گیوی (۱۳۹۷) با استفاده از داده‌های «مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مقیاس هوا (ECMWF)»^۳ به تعریف وردایست پویشی و بررسی تاشدگی‌های وردایست در جنوب غرب آسیا در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ پرداخته‌اند. بررسی سری زمانی انواع تاشدگی وردایست در این پژوهش نشان داده است که فراوانی تاشدگی در دوره مورد مطالعه روند افزایشی داشته است. توزیع فصلی تاشدگی وردایست نیز بیانگر آن است که بیشترین میزان فراوانی تاشدگی در فصل تابستان و کمترین مقدار آن در پاییز وجود دارد. نتایج ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و کمیت‌های دینامیکی، نشان‌دهنده تأثیر ناپایداری کژفشار در تشکیل تاشدگی‌های زمستانه و تأثیر عوامل ترمودینامیکی در تاشدگی‌های تابستانه است.

در پژوهشی دیگر برهانی و همکاران (۱۳۹۷) در همین منطقه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۵-۲۰۱۳ را مورد ارزیابی قرار داده‌اند. براساس نتایج این پژوهش مشخص شد که فراوانی تاشدگی در عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی (بین ۲۰ تا ۴۰ درجه) در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی بیشتر است و در نیمکره زمستانه نیز این تاشدگی‌ها فراوانی بیشتری دارند و منطقه جنوب غرب آسیا در تمام طول سال

موقعیت جهانی (GPS)^۱ استفاده می‌کند، بررسی نمودند و روند کاهش برای ارتفاع وردایست را برآورد کردند.

چنگیزی (۱۳۹۳) نیز به بررسی اقلیم‌شناسی وردایست بر روی ایران پرداخته است. داده‌های استفاده شده در پژوهش یاد شده، داده‌های بازکاوی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش جو (NCEP/NCAR)^۲ به صورت میانگین روزانه در طی فصل زمستان سال‌های ۲۰۱۳-۱۹۴۹ است. کمیت‌های دمای پتانسیل، ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار در مقیاس کل ایران و شش منطقه مجزا بر روی وردایست درون‌یابی شده‌اند. براساس نتایج این پژوهش الگوهای آماری حاکم بر داده‌های اصلی و پریشیدگی‌های فشار، ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی وردایست دینامیکی، مناطق شرق و غرب ایران بیشترین شباهت را به کل ایران دارند. نتایج پژوهش نشان دادند بیشترین آشفتگی‌های چرخندی و واچرخندی روی این سطح به ترتیب در مناطق جنوب شرق و شمال غرب ایران وجود دارند.

کیخسروی (۱۳۹۴) در پژوهشی به بررسی تغییرات آماری-همدیدی لایه‌ی وردایست در خراسان رضوی در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ پرداخته و ارتباط وردایست با بارش در این منطقه را مورد ارزیابی قرار داده است. براساس این پژوهش ۱۶ نمونه از سامانه‌های بارشی اتفاق افتاده در خراسان رضوی در فاصله زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰، مورد مطالعه قرار گرفت و رفتار وردایست در ارتباط با روزهای بارشی بررسی شد. براساس این پژوهش مشخص شد که رابطه بسیار قوی بین رطوبت لایه جو و گرمای درو حاصل از آن و ارتفاع وردایست وجود دارد. بنابراین در زمان‌های وقوع بارش ارتفاع وردایست افزایش و در روزهای عدم بارش ارتفاع آن کاهش می‌یابد.

لشکری و همکاران (۱۳۹۶) نیز با استفاده از داده‌های ژرفاسنج مادون قرمز جوی (AIRS)، تغییرات ماهانه ارتفاع وردایست را بر روی ایران بررسی کرده‌اند. نتایج حاصل از

1- Global Positioning System

2-National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research

3- European Center for Medium - Range Weather Forecasts

زمستان و تابستان بر روی ایران در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ (۴۰ سال) و عوامل احتمالی مرتبط با آن است.

مواد و روش‌ها

تعاریف متعددی برای شناسایی و ردیابی در دسترس است؛ در حال حاضر از پنج تعریف متفاوت (برپایه‌ی نرخ کاهش (افت آهنگ) دما (LRT)^۱، و ردیابی نقطه سرد (CPT)^۲، ازن و ردیابی (OT)^۳، و ردیابی بر پایه‌ی تاوایی پتانسیل ایزونتروپیک (IPV)^۴ و فشار تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال (PLT)^۵ برای شناسایی و ردیابی استفاده می‌شود. از این میان نمایه LRT به‌عنوان بهترین نمایه شناسایی و ردیابی جهانی و یکی از نمایه‌های مناسب ردیابی تغییرات آب و هوایی معرفی شده است (سانتر و همکاران، ۲۰۰۳).

برپایه‌ی این نمایه لایه و ردیابی پایین‌ترین تراز جوّی است که در آن شیو عمودی کاهش دما ۲ درجه کلون در کیلومتر ($2K/km$) بوده و متوسط نرخ کاهش دمای این تراز تا ۲ کیلومتری ترازهای بالاتر، از ۲ درجه کلون در هر کیلومتر تجاوز نکند (سازمان جهانی هواشناسی (WMO)، ۱۹۵۷؛ موهانکومار، ۲۰۰۸). نمایه LRT به‌دلیل اینکه برای شناسایی و ردیابی تنها از نیم‌رخ دما در ترازهای جو استفاده می‌کند، به «ردیابی گرمایی»^۶ نیز موسوم است و با نتایج توأم با دقت بسیار بالا در تمام نقاط کره‌ی زمین قابل استفاده است (شیا و همکاران، ۱۹۹۴). در این پژوهش برای شناخت و ردیابی دمایی از الگوریتمی که به‌وسیله‌ی ریچلر (۲۰۰۳) به‌کار گرفته شده است، به‌شرح زیر استفاده خواهد شد (ریچلر، ۲۰۰۳):

نخست اف‌ت آهنگ دما براساس رابطه‌ی (۱) مورد ارزیابی

- 1- Lapse Rate Tropopause
- 2- Cold-Point Tropopause
- 3- Ozone Tropopause
- 4- Isentropic Potential Vorticity
- 5- 100-hPa Pressure Level Tropopause
- 6- Mohanakumar
- 7- Thermal Tropopause
- 8- Shea et all

دارای بی‌هنجاری مثبت فراوانی تا شدگی نسبت به مقدار میانگین نیمکره شمالی است. میزان بی‌هنجاری یاد شده در این منطقه طی فصل‌های مختلف سال متفاوت است و در فصل تابستان همزمان با شکل‌گیری موسمی بر روی عرض‌های جنب‌حاره‌ای اقیانوس هند، فراوانی تا شدگی و ردیابی به‌شدت افزایش می‌یابد. در پژوهش‌های انجام شده به‌وسیله‌ی برهانی و همکاران و ردیابی از لحاظ پویایی مورد ارزیابی قرار گرفته است و بازه‌ی زمانی برای واکاوی و ردیابی در هر دو پژوهش کوتاه مدت (به ترتیب ۱۴ و ۳ سال) است.

در مقایسه با مطالعات جهانی بر روی و ردیابی و ویژگی‌های مختلف آن، مطالعات انجام شده در ایران بسیار کم است و روش‌های استفاده شده اغلب از شمول کمتر برخوردار بوده‌اند و یا طول دوره آماری مورد بررسی محدود بوده است. به این دلیل و با توجه به اهمیت و ردیابی و تأثیر آن بر روی تبادلات بین و ردیابی و پوشش سپهر و همچنین به دلیل کم بودن اطلاعات مربوط به آن در کشور ایران، شناخت دقیق ارتفاع و ردیابی بر روی کشور با به‌کارگیری منابع داده‌ای متن‌تر ضرورتی بنیادی است. از این‌رو در پژوهش حاضر با استفاده از پایگاه داده‌های باز تحلیل ECMWF موسوم به ERA-Iterim با تفکیک ۰/۲۵ درجه، ویژگی‌های توصیفی و ردیابی در فصول زمستان و تابستان مورد بررسی قرار گرفته است.

کاربست این داده‌ها برای واکاوی و ردیابی دمای سطح زمین تا پوشش سپهر زیرین ایران زمین بسیار سودمند و مفید است؛ زیرا تفکیک مکانی-زمانی بالای داده‌ها در راس‌های افقی و قائم، امکان تحلیل دقیق‌تر با جزئیات بیشتر و بهتر را درباره‌ی تغییرات رفتار دمای سطح زمین تا پوشش سپهر زیرین در مقایسه با داده‌های تصاویر ماهواره‌ای واحد سنجنده موج کوتاه (MSU) و رادیوسوندها فراهم می‌کند (دارند، ۱۳۹۴).

هدف اصلی این پژوهش به دست آوردن شناختی دقیق از ویژگی‌های و ردیابی و عوامل مرتبط با آن در فصول

قرار می‌گیرد: خطی Γ با P^k بین میانه ترازهای $z_{-1/2}$ و $z_{+1/2}$ و طبق رابطه (۵) خواهد بود:

$$P_{TP}^k = P_{j-1/2}^k + \frac{P_{j-1/2}^k - P_{j-1/2}^k}{\Gamma_{j+1/2} - \Gamma_{j-1/2}} (\Gamma_{TP} - \Gamma_{j-1/2}) \quad (5)$$

در صورتی که چندین تراز از دو معیار برخوردار باشند، وردایست در پایین‌ترین تراز این رخداد در نظر گرفته می‌شود (ریچلر و همکاران، ۲۰۰۳).

برای انجام محاسبات مزبور از یک برنامه کامپیوتری به زبان فورترا که در شبکه جهانی با آدرس زیر موجود بود، استفاده شد. کدهای این برنامه به کدهای برنامه Matlab تبدیل و اجرا شد:

<http://www.inscc.utah.edu/~reichler/research/projects/TROPO/code.txt>

برای اجرای الگوریتم‌های معرفی شده در بالا داده‌های دما پایگاه ECMWF برای ترازهای مختلف با تفکیک مکانی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ درجه‌ی قوسی و مشاهدات روزانه در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ (۱۴۶۱۰ روز) بهره گرفته شد. براین اساس ۲۴۹۱ یاخته سرتاسر ایران زمین را در برگرفت. به این ترتیب یک ماتریس با ابعاد (2491×14610) شکل گرفت. میانگین‌های ماهانه تراز فشار وردایست براساس الگوریتم محاسبه و نقشه‌های آن ترسیم شد.

ارتباط تراز فشار وردایست با متغیرهای مکانی (طول و عرض جغرافیایی) و ارتفاع به‌وسیله‌ی همبستگی کلی و جزئی مورد ارزیابی قرار گرفت. همبستگی کلی رابطه‌ی ساده تراز فشار وردایست با هریک از متغیرهای مکانی را محاسبه می‌کند. با توجه به اینکه از ویژگی‌های عمده‌ی همبستگی جزئی، کنترل متغیرهای مورد بررسی برای شناخت روابط منفرد و تفکیکی هر یک از متغیرهاست (عساکره، ۱۳۹۶)، در این پژوهش از همبستگی جزئی نیز برای به دست آوردن شناختی واقعی در مورد همبستگی ارتفاع وردایست با هریک از متغیرهای مکانی استفاده شده است. به‌منظور ارزیابی عوامل احتمالی مرتبط با وردایست در ایران ویژگی‌های دما

$$\Gamma(p) = -\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p^k} \frac{\partial p^k}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (1)$$

در این رابطه T دما، p فشار، z ارتفاع و $k=R/cp$ است که در آن R ثابت گاز برای هوای خشک و c_p ظرفیت گرمای ویژه هوا در فشار ثابت است. با استفاده از تقریب هیدروستاتیک، معادله (۱) به شکل رابطه (۲) در می‌آید:

$$\Gamma(p) = \frac{\partial T}{\partial p^k} \frac{p^k}{T} \left(\frac{Kg}{R} \right) \quad (2)$$

با فرض این‌که داده‌های دما (T_1, T_2, \dots, T_n) در ترازهای فشار (P_1, P_2, \dots, P_n) ارائه شده در نگاره ۱ باشد، آنگاه فشار در میانه دو تراز فشاری ($\Gamma_i + 1/2$)، از رابطه (۳) به دست می‌آید:

$$P_{i+1/2}^k = \frac{P_i^k + P_{i+1}^k}{2} \quad (3)$$

با توجه به اینکه T در معادله (۲) تابع خطی P^k است، نرخ افت آهنگ در بین دو تراز فشاری با استفاده از رابطه (۴) به دست می‌آید:

$$\Gamma_{i+1/2} = \frac{(T_{i+1} - T_i) (P_i^k + P_{i+1}^k)}{(P_{i+1}^k - P_i^k) (T_i + T_{i+1})} \left(\frac{kg}{R} \right) \quad (4)$$

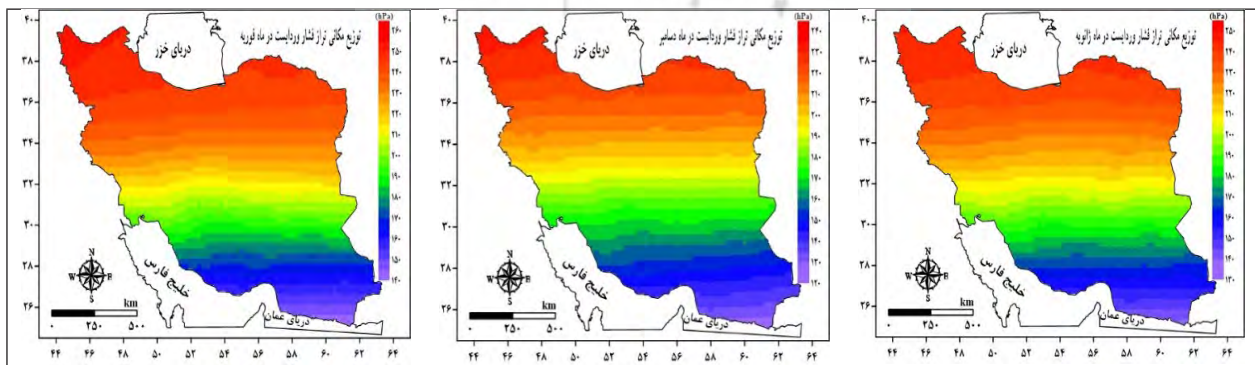
پس از تعیین نرخ افت آهنگ در میان تمامی ترازها، نیمرخ پیوسته Γ با استفاده از میانبایی خطی ایجاد خواهد شد. در تراز $P_{i+1/2}^k$ کوچک‌تر از افت آهنگ بحرانی $\Gamma_{TP} = 2K/km$ باشد، شرط اول وجود وردایست حاصل می‌شود. آنگاه اگر میانگین افت آهنگ دما تا ۲ کیلومتری بالاتر از تراز فشار مذکور ($p_{j+1/2}$) و پایین‌تر از Γ_{TP} کمتر از ۲ کلون در کیلومتر باشد، شرط دوم وجود وردایست احراز خواهد شد. اگر معیار دوم برآورده نشود، میانه دو تراز بالاتر از $p_{j+1/2}$ به لحاظ احراز دو شرط بالا ارزیابی می‌شود. در نهایت موقعیت وردایست به‌وسیله‌ی میانبایی

طی فصل زمستان ارتفاع تراز فشار و ردايست تحت تأثير تفاوت انرژي گرمایی دریافتی جو در عرض های جغرافیایی مختلف، از عرض جغرافیایی تبعیت می کند. از ویژگی های شایان توجه الگوهای مکانی تراز فشار و ردايست در ماه های دسامبر، ژانویه و فوریه تغییرات مکانی بسیار زیاد است؛ به طوری که در ماه دسامبر ترازهای فشار بر روی ایران از ۱۲۵ هکتوپاسکال (در جنوب شرق کشور) آغاز و تا ۲۳۲ هکتوپاسکال (در شمال غرب کشور) ادامه می یابد. در ماه ژانویه می توان حدود ۲۳ تراز فشار عمده (با فواصل ۵ هکتوپاسکال) را بر روی ایران تشخیص داد. در ماه فوریه نیز ۲۳ تراز فشاری بر روی ایران مشاهده می شود، با این تفاوت که ترازهای مذکور از ۱۴۰ هکتوپاسکال در جنوب شرق کشور شروع و تا ۲۵۰ هکتوپاسکال در شمال غرب کشور ادامه می یابد. در دوره سرد سال تنوع سامانه های همسایه مؤثر بر ایران موجب تفاوت چشمگیر دمای نقاط مختلف کشور با یکدیگر می شود؛ مثلاً طبق یافته های مسعودیان (۱۳۹۰) تغییرپذیری مکانی دما در ماه فوریه ۸۳ درصد است. از این رو افتاهنگ عمودی دما و به تبع آن ارتفاع تراز فشار و ردايست نیز تحت تاثیر فرآیند یاد شده، تنوع مکانی چشمگیری را نشان می دهد. شایان توضیح است که در دوره سرد سال ضخامت جو در زیر و ردايست کاهش می یابد و در نتیجه افتاهنگ عمودی دمای کشور افزایش می یابد (مسعودیان، ۱۳۹۰ و علیجانی، ۱۳۸۵).

در تراز پایین و بالای و ردايست، تفاضل دمای این دو تراز بر روی جو ایران مورد ارزیابی قرار گرفت.

نتایج و بحث

در نگاره ۱ توزیع مکانی تراز فشاری (برحسب هکتوپاسکال) و ردايست بر روی جو ایران برای ماه های فصل زمستان طی بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ نشان داده شده است. در این فصل بیشینه تراز فشار و ردايست (قسمت های محدودی از جنوب شرق ایران) در ماه دسامبر در تراز تقریبی ۱۲۵ هکتوپاسکال و در ماه ژانویه به ترازهایی پایین تر (تراز تقریبی ۱۳۵ هکتوپاسکال) منتقل شده است. در ماه فوریه بیشینه ارتفاع و ردايست در ترازهای پایین تری (حدود ۱۴۰ هکتوپاسکال) نسبت به ماه دسامبر و ژانویه قرار گرفته است. در واقع در این فصل شیو قائم دما تابعی از عرض جغرافیایی است که خود موجبات تبعیت عمومی و ردايست از عرض جغرافیایی را فراهم می آورد. توضیح این که طبق متون کلاسیک آب و هواشناسی (برای مثال، کابوایی و علیجانی، ۱۳۸۰؛ مسعودیان، ۱۳۹۰ و علیجانی، ۱۳۸۵) مقدار آفتاب گیری و به تبع آن انرژي گرمایی حاصل از آن تحت تاثیر عرض جغرافیایی، ابرناکی، شفافیت جو، بخار آب جو و ضریب بازتاب (آلبدو) است. همچنین مسعودیان (۱۳۹۰) بر این باور است که در ایران آفتاب گیری عمدتاً متأثر از عرض جغرافیایی و ابرناکی است. بنابراین به نظر می رسد



نگاره ۱: توزیع مکانی ارتفاع ترازهای فشاری و ردايست بر روی جو ایران در ماه های فصل زمستان

طی بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

جدول ۱: رابطه‌ی کلی و تفکیکی (جزئی) تراز فشار وردایست و با متغیرهای مکانی (طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و ارتفاع) در فصل زمستان و تابستان

ماه	همبستگی	طول جغرافیایی با تراز فشار وردایست	عرض جغرافیایی با تراز فشار وردایست	ارتفاع با تراز فشار وردایست
دسامبر	کلی	-۰/۴۹	۰/۹۹	۰/۲۴
	تفکیکی	-۰/۱۹	۰/۹۹	۰/۰۲
ژانویه	کلی	-۰/۴۸	۰/۹۸	۰/۲۵
	تفکیکی	-۰/۰۸	۰/۹۷	۰/۰۹
فوریه	کلی	-۰/۴۸	۰/۹۸	۰/۲۴
	تفکیکی	-۰/۰۱	۰/۹۷	۰/۰۶
جون	کلی	-۰/۲۹	۰/۷۶	۰/۳۲
	تفکیکی	۰/۱۴	۰/۷۳	۰/۲۴
جولای	کلی	-۰/۲۳	-۰/۲۸	۰/۴۶
	تفکیکی	-۰/۴۳	-۰/۵۸	۰/۵۶
اگوست	کلی	-۰/۱۷	-۰/۳۳	۰/۴۰
	تفکیکی	-۰/۳۸	-۰/۵۸	۰/۵۱

همان‌گونه که در جدول مشاهده می‌شود در ماه‌های فصل زمستان تراز فشار وردایست بالاترین میزان همبستگی کلی را با عرض جغرافیایی دارد. در تمام ماه‌های این فصل همبستگی کلی مثبت و بسیار بالاست. مقادیر این همبستگی برای ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه به ترتیب ۰/۹۹، ۰/۹۸ و ۰/۹۸ است. با برداشتن اثر متغیرهای دیگر از عرض جغرافیایی میزان همبستگی به ترتیب به مقادیر ۰/۹۷، ۰/۹۷ و ۰/۹۷ تغییر یافت. به‌طورکلی براساس نتایج به‌دست آمده برای همبستگی تراز فشار وردایست با متغیرهای مکانی می‌توان گفت که در این فصل با افزایش عرض جغرافیایی تراز فشاری نیز افزایش می‌یابد.

در این فصل همبستگی وردایست با طول جغرافیایی در تمام ماه‌های فصل زمستان منفی است؛ بدین ترتیب به سمت مرزهای شرقی تراز فشار وردایست کاهش می‌یابد. البته فقدان رابطه قوی و معنی‌دار بین طول جغرافیایی و تراز فشار وردایست، تعمیم این قاعده را با اطمینان کم میسر می‌سازد. به‌منظور ارزیابی نقش دما بر تراز فشار وردایست، ویژگی‌های دمایی در ترازهای مختلف جو ارزیابی شد. به دلیل محدودیت حجم مقاله از ارائه نقشه‌های مربوط پرهیز

می‌شود. بررسی‌ها در این زمینه نشان داد که پایین‌ترین دما مربوط به جنوب‌شرق ایران (محل استقرار بالاترین تراز فشار وردایست) است. بالاترین دمای تراز زیرین و بالایی وردایست در فصل زمستان در بخش‌هایی از غرب و شمال‌غرب کشور مشاهده شد. به این ترتیب می‌توان استنباط کرد که در فصل زمستان، در مناطقی که تراز فشار وردایست نسبت به دیگر مناطق کم‌تر است، دمای تراز پایین و بالای آن‌ها نیز پایین‌تر از مناطق دیگر است.

بررسی ارتباط دمای تراز پایین و بالای وردایست و تفاضل دمای این دو تراز با ترازهای فشار وردایست در ماه‌های فصل زمستان در جدول ۲ نمایش داده شده است. در ماه‌های فصل زمستان دمای تراز پایین و بالای وردایست بالاترین میزان ارتباط را با ترازهای فشار وردایست دارند به این صورت که ارتباط دمای دو تراز و تفاضل دمای آن‌ها با ترازهای فشار وردایست بر روی جو محدوده مورد مطالعه در سه ماه مورد واکاوی بیشتر از ۰/۷۷ است. همبستگی تراز فشار وردایست با دمای تراز پایین و بالای وردایست در ماه‌های فصل زمستان مثبت است و با تفاضل دمایی معکوس (منفی) است. نگاره ۲ میانگین ترازهای

می‌توان استنباط کرد که تغییرات مکانی پرفشار جنب‌حاره، در ارتباط نزدیک با تغییرات ترازهای فشاری وردایست است؛ به عبارت دیگر در شمالی‌ترین جایگاه پشته پرفشار جنب‌حاره (ماه مرداد) شمار ترازهای فشاری وردایست و به تبع آن شیو فشار وردایست بر روی ارتفاعات افزایش یافته و ارتفاع وردایست به پایین‌ترین حد خود در ماه‌های گرم می‌رسد. در واقع طبق مطالعات زرین و مفیدی (۱۳۹۰) طی فصل تابستان وجود رشته کوه‌های مرتفع در نیمه‌ی غربی ایران نقش مهمی در گرمایش محلی وردسپهر زیرین و حتی میانی و سرمایش وردسپهر بالایی دارد. ظهور و گستره‌ی هسته‌های توأم با شیو مکانی شدید فشار بر روی ارتفاعات با حرکت شمال‌سو و جنوب‌سوی پرفشار جنب‌حاره هماهنگی قابل توجهی نشان می‌دهد؛ به طوری که در ماه جون با ظهور پرفشار جنب‌حاره در بخش‌های جنوبی کشور، شیو مکانی فشار در ارتفاعات بلند کرمان (هزار و لاله‌زار) نمایان می‌شود.

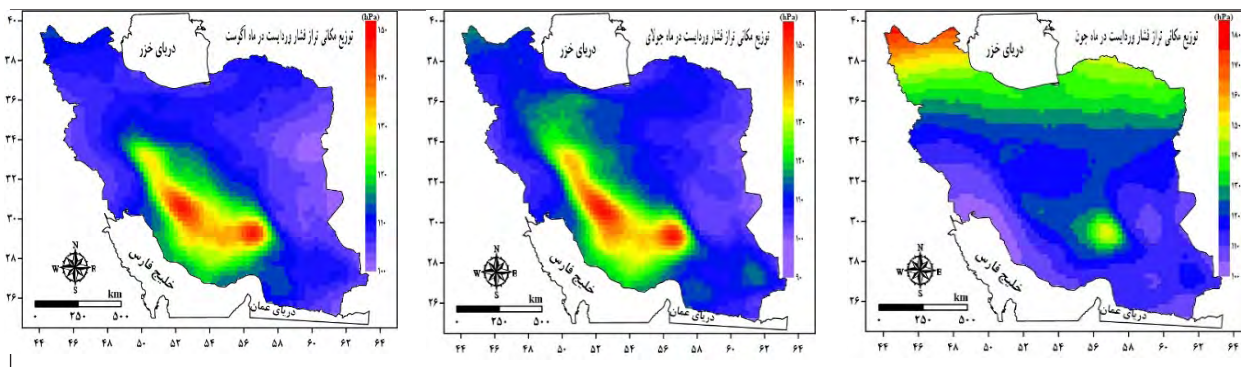
توجه کنید که این نوع شیو مکانی فشار وردایست با شدت بیشتر در شمال‌غرب ایران و با شدت کمتر در شمال‌شرق ایران دیده می‌شود، به طوری که عموماً عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۵ درجه نیز با ویژگی‌های متفاوت از عرض‌های جنوبی‌تر دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که در این ماه نقش ارتفاعات کرمان بر تغییرات مکانی تراز فشار وردایست مشابه نقشی است که عرض‌های جغرافیایی ناحیه شمال‌غرب کشور ایفا می‌کنند. در میانه‌ی تابستان (جولای) که تقریباً تمامی کشور تابستان را تجربه می‌کند، بخش زیادی از کشور تحت تأثیر شیو مکانی شدید فشار قرار گرفته است. با آغاز عقب‌نشینی جنوب‌سوی گستره‌ی زیر پوشش پرفشار جنب‌حاره حلقه‌ی اتصال وردایست توأم با شیو مکانی شدید فشار با ناحیه شمالی کشور قطع می‌شود. از این‌رو شیو مذکور به عرض‌های جغرافیایی کم‌تر از ۳۴ درجه محدود می‌شود (نگاره ۲).

پایین‌ترین تراز فشار وردایست در ماه جون در بخش‌هایی از شمال‌غرب کشور مشاهده می‌شود. در ماه جون پرفشار

فشاری (برحسب هکتوپاسکال) وردایست را برای ماه‌های تابستان (جون، جولای و آگوست) نشان می‌دهد. در این فصل ویژگی‌های ترازهای فشار وردایست کاملاً متفاوت با ماه‌های فصل زمستان است؛ به طوری که ارتفاع ترازهای فشار وردایست نسبت به ترازهای فشار پایستگی بیشتری را نشان می‌دهد.

در اغلب پژوهش‌هایی که تاکنون در سطح جهان انجام شده، برای بررسی وردایست از داده‌های با تفکیک مکانی بیشتر از ۲ درجه طول و عرض جغرافیایی استفاده شده است و به نظر می‌رسد که داده‌هایی با این تفکیک برای بررسی ویژگی‌های اقلیم در مقیاس محلی چندان مناسب نباشند و همانگونه که در نگاره ۲ مشاهده می‌شود در فصل تابستان با استفاده از داده‌های با تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی تأثیر عوامل محلی بر روی وردایست در ایران به خوبی قابل مشاهده است. به دلیل استقرار «جو فشارورد» ارتفاع جو از تغییرات مکانی بسیار کمی برخوردار است. تغییرات مکانی ارتفاع جو احتمالاً حاصل تفاوت شرایط اقلیمی شمال‌غرب کشور با بقیه ایران زمین (در ابتدا و انتهای تابستان) و تباین نواحی ساحلی - داخلی و کوهستانی است. این تباین‌ها در زمستان قادر به ایجاد تفاوت‌های شدید مکانی نبود. در فصل تابستان عمده پهنه‌ی کشور تحت تسلط پرفشار جنب‌حاره است؛ در واقع بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که با جابه‌جایی شمال‌سو خط پشته پرفشار جنب‌حاره، فصل سال نیز تغییر می‌کند؛ به این ترتیب فصل تابستان برای بیشتر مناطق کشور فرا می‌رسد (علیچانی، ۱۳۷۷؛ علیچانی، ۱۳۸۵؛ مسعودیان، ۱۳۹۰).

زمانی که خط پشته حرکت جنوب‌سو داشته و به عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود، ماه‌های گرم سال پایان می‌یابد. بررسی میانگین ارتفاع خط پشته در ترازهای مختلف نشان داده است که خط پشته پرفشار جنب‌حاره در ماه مرداد به بالاترین عرض جغرافیایی می‌رسد، سپس در ماه شهریور مجدداً به سوی عرض‌های جنوبی‌تر جابه‌جا می‌شود (عساکره و همکاران، ۱۳۹۴). با توجه به این واقعیت



نگاره ۲: توزیع مکانی ارتفاع تراز فشاری وردایست بر روی جو ایران در ماه‌های فصل تابستان

طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

همه جای ایران و از روزی به روز دیگر ثابت نیست. در نواحی غربی ایران پرفشار جنب‌حاره به سطح زمین بسیار نزدیک است ولی در قسمت‌های جنوب‌شرقی از سطح زمین فاصله دارد (علیچانی، ۱۳۸۵). در نتیجه در ماه‌های فصل تابستان ترازهای ارتفاعی پایین‌تر در عرض‌های جغرافیایی پایین (به‌ویژه در بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور) قابل مشاهده است. همان‌گونه که گفته شد در ماه جون از عرض جغرافیایی ۳۵ درجه به سمت نواحی شمالی‌تر کشور شرایط مشابه ماه‌های سرد سال تکرار شده است و پایین‌ترین ارتفاع وردایست در شمال‌غرب کشور مشاهده می‌شود؛ در حالی که طی دو ماه جولای و اگوست ترازهای فشاری وردایست با شیب بسیار زیاد بر روی زاگرس و ارتفاعات کرمان مشاهده می‌شوند. این امر احتمالاً حاصل اختلاف دمایی شدید این ارتفاعات با مناطق پست هم‌عرض خود است. در ماه جون بر روی دشت کویر و چاله‌ی جازموریان نیز ارتفاع وردایست بسیار بالا است. در این ماه تأثیر توپوگرافی بر تراز وردایست در عرض‌های جغرافیایی پایین شدیدتر از مناطق دیگر است. در ماه جولای تراز فشار وردایست، در شرق و شمال‌شرق کشور، نسبت به ماه‌های دیگر به پایین‌ترین تراز فشاری جو (حدود ۹۵ هکتوپاسکال) می‌رسد. بالاترین تراز فشار وردایست در ماه اگوست تقریباً ۱۰۰ هکتوپاسکال است. در ماه جولای و اگوست پایین‌ترین تراز فشار وردایست بر روی ارتفاعات زاگرس و کرمان مشاهده می‌شود.

جنب‌حاره و به تبع آن رودباد توأم با این سامانه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر حرکت کرده و بخش‌های زیادی از ایران را تحت پوشش خود قرار داده است، اما کل کشور تحت پوشش آن نیست (حجازی‌زاده، ۱۳۷۶)؛ در واقع ناحیه یک‌سوم شمالی دیرتر از بقیه نواحی کشور تحت تأثیر پرفشار جنب‌حاره قرار می‌گیرد و به همین دلیل در این ماه تراز وردایست در این بخش از کشور (عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۵ درجه شمالی) همچنان مشابه الگوی فصل زمستان و به موازات مدارات هستند. این ویژگی به همراه ناپایداری نسبی منتهی‌الیه شمال‌غرب کشور گویای تفاوت نسبی شمال‌غرب با بقیه کشور است. همچنین در سواحل جنوبی کشور (به‌ویژه در خوزستان) به دلیل گرمایش سطحی که کنترل‌کننده نزول هوا تا سطح زیرین جو است و نیز حضور منابع رطوبتی، تباین مکانی و شیو افقی ارتفاع وردایست به‌خوبی قابل ردیابی است. از این رو در ماه جون بالاترین تراز فشار وردایست در بخش‌هایی از جنوب و جنوب‌غرب کشور قابل مشاهده است؛ در واقع در این ماه بالاترین تراز فشار وردایست نسبت به ماه‌های دیگر در عرض‌های جغرافیایی بالاتری قرار گرفته است. بنابراین برخلاف ماه‌های دیگر با افزایش عرض جغرافیایی ترازهای فشار وردایست کاهش نمی‌یابد. به احتمال زیاد این شرایط ممکن است تحت تأثیر تفاوت ارتفاع جو در فصل تابستان باشد؛ زیرا در فصل تابستان ارتفاع جو و به‌ویژه عوامل کنترل‌کننده شرایط دمایی (نظیر پرفشار جنب‌حاره) در

اگوست بالاترین تفاضل دمایی دو تراز به ترتیب ۷/۳، ۸ و ۷/۹ درجه سلسیوس است که این مقادیر بر روی ارتفاعات یاد شده مشاهده شد. نقش ارتفاعات بر روی تفاضل دمایی به‌ویژه به سمت میانه فصل تابستان قابل توجه‌تر از ماه‌های دیگر است. از این رو در ماه‌های فصل تابستان درصد قابل توجهی از مساحت ایران به‌وسیله‌ی تفاضل دمایی بیشتر از ۴ درجه سلسیوس پوشش داده شده است. در فصل تابستان کم‌ترین تفاضل در مکان‌هایی مشاهده می‌شود که بالاترین ارتفاع وردایست رخ داده است؛ به عنوان مثال در ماه جون در بخش‌های از جنوب و جنوب‌غرب و جنوب‌شرق کشور تفاضل بین دو لایه کمتر از دیگر مناطق است؛ تراز فشار وردایست کم‌تر و در نتیجه سترگی آن کم است.

در ماه‌های جولای و اگوست نیز در بخش‌هایی از غرب و شرق کشور تفاضل دمایی دو لایه در پایین‌ترین حد خود است؛ در حالی که در همین دو منطقه مشخص شد که تراز فشار وردایست در کمینه مقدار قرار دارد و مشابه الگوی مربوط به ماه جون ضخامت کم وردایست قابل استنباط است. رابطه‌ی کلی ترازهای فشار وردایست با دمای زیرین و بالایی وردایست و تفاضل دمای دو تراز نیز در جدول ۲ ارائه شده است. ارتباط تراز فشار وردایست با دمای تراز پایین و بالایی وردایست در ماه جون نسبت به دو ماه دیگر قابل توجه‌تر است و به سمت ماه اگوست ارتباط آن‌ها کاهش می‌یابد. در ماه جون، جولای و اگوست ارتباط کلی دمای تراز پایین وردایست با تراز فشار وردایست به ترتیب

وضعیت ترازهای فشار وردایست در ماه‌های فصل تابستان را می‌توان به جایگاه سامانه پرفشار جنب‌حاره و پایستگی دمایی جو نسبت داد. به منظور ارزیابی این پیش‌فرض وردایی مکانی دمای هریک از ماه‌ها برای ترازهای بالایی و زیرین وردایست در ادامه مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

در ماه‌های فصل تابستان در نواحی که تراز فشار وردایست در بالاترین حد خود نسبت به مناطق دیگر بود، دما در تراز پایین و بالای وردایست پایین‌تر از مناطق دیگر است. در ماه‌های فصل تابستان هماهنگی دمای ترازهای زیرین و بالایی وردایست بسیار نمایان و قابل ردیابی است. هسته‌های دمایی گرم در مقادیر دمای ترازهای بالایی و زیرین وردایست منطبق بر نواحی توأم با بیشینه شیو مکانی وردایست است. این وضعیت هم برای ارتفاعات کرمان و هم در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۵ درجه قابل مشاهده است. به‌صورت کلی در ماه‌های فصل تابستان دما در تراز پایین و بالای وردایست نسبت به فصول قبل کاهش یافته است.

در ماه‌های فصل تابستان پایین‌ترین دمای تراز پایین وردایست از نظر مکانی با بالاترین تراز فشار وردایست و بالاترین دما با پایین‌ترین ترازهای فشار مشاهده شده در این فصل همخوانی دارد. در ماه‌های فصل تابستان بالاترین میزان تفاضل دمایی دو تراز را می‌توان بر روی ارتفاعات زاگرس و کرمان مشاهده نمود. در ماه جون، جولای و

جدول ۲: رابطه‌ی کلی تراز فشار وردایست و با دمای تراز زیرین و بالایی وردایست و تفاضل دمای دو تراز

در فصل زمستان و تابستان

ماه	همبستگی	دمای تراز پایین وردایست با تراز فشار وردایست	دمای تراز بالای وردایست با تراز فشار وردایست	تفاضل دمای دو تراز با تراز فشار وردایست
دسامبر	کلی	۰/۹۲	۰/۹۳	-۰/۸۹
ژانویه	کلی	۰/۸۲	۰/۷۷	-۰/۸۸
فوریه	کلی	۰/۸۲	۰/۸۰	-۰/۸۳
جون	کلی	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۲۷
جولای	کلی	۰/۶۵	۰/۸۱	۰/۸۱
اگوست	کلی	۰/۴۱	۰/۶۹	۰/۸۱

تابستان ویژگی‌های ترازهای فشار وردایست کاملاً متفاوت با شرایط بیان شده برای فصل زمستان است. تغییرات ترازهای فشاری در فصل تابستان از حالت مداری خارج شده است و به نظر می‌رسد که در ماه‌های فصل تابستان تأثیر عوامل محلی مانند ارتفاعات بیشتر از عوامل دیگر باشد. بررسی ویژگی‌های وردایست و عوامل مرتبط با آن در فصل تابستان نشان داد که در این فصل عوامل خاصی تأثیر بیشتری بر روی ویژگی‌های وردایست دارند. از جمله مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار می‌توان به پرفشار جنب حاره و ارتفاعات ایران اشاره نمود. تأثیر پرفشار جنب حاره بر روی ویژگی‌های وردایست در سه ماه تابستان یکسان نیست و با توجه به اینکه در ماه جون پرفشار جنب حاره کل ایران را پوشش نداده است، بخش‌های شمال کشور شرایطی مشابه فصل زمستان را تجربه کرده‌اند، اما در دو ماه جولای و اگوست با توجه به اینکه کل ایران تحت پوشش پرفشار جو حاره است، تحت تأثیر آن ویژگی وردایست کاملاً متفاوت با فصول دیگر است. همان گونه که در بخش‌های قبلی نیز اشاره شد از میان پژوهش‌های انجام شده در مورد وردایست ایران، تنها پژوهش لشکری و همکاران (۱۳۹۶) به ویژگی‌های توصیفی وردایست پرداخته‌اند. نتایج پژوهش حاضر تفاوت‌های قابل توجهی با پژوهش مذکور دارد. سایر پژوهش‌هایی نیز که به وسیله‌ی شریفی و سام خانیاتی (۱۳۹۰)، کیخسروی (۱۳۹۴)، برهانی و همکاران (۱۳۹۷) انجام شده به بررسی ویژگی‌هایی غیر از ویژگی‌های توصیفی وردایست پرداخته‌اند و به این دلیل نمی‌توان نتایج آن‌ها را با نتایج این پژوهش مقایسه کرد.

منابع و مأخذ

- ۱- احمدی، ف.، رادمنش، ف. ۱۳۹۳. بررسی روند تغییرات متوسط دمای ماهانه و سالانه نیمه شمالی کشور در نیم قرن اخیر: نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، دوره ۲۸، شماره ۴، صفحه ۸۵۵ تا صفحه ۸۶۵.
- ۲- برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س.، محب‌الحججه،

ماه ۰/۹۵، ۰/۶۵ و ۰/۴۱ است و ارتباط کلی دمای تراز بالای وردایست با تراز فشار وردایست به ترتیب ماه ۰/۹۵، ۰/۸۱ و ۰/۶۹ و ارتباط کلی تفاضل دمای دو تراز با تراز فشار وردایست به ترتیب ماه ۰/۲۷، ۰/۸۱ و ۰/۸۱ است. (جدول ۲)

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر ترازهای فشاری وردایست و تغییرات فصلی آن‌ها با استفاده از شبکه داده‌ای ECMWF با تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی مورد واری و بررسی قرار گرفت. علاوه بر این، عوامل احتمالی مرتبط با تراز فشار وردایست نیز مورد ارزیابی قرار گرفتند. بررسی مشخصات وردایست و عوامل مرتبط با آن برای فصول تابستان و زمستان نشان داد که در هر فصل با توجه به شرایط محلی و تغییرات عوامل بزرگ مقیاس، ارتفاع و تراز فشار وردایست دچار تغییر می‌شود. با توجه به موارد بیان شده مشخص شد که در فصل زمستان بیشینه تراز فشار وردایست محدود به بخش‌هایی از جنوب شرق کشور است و بالاترین ارتفاع وردایست در این سه ماه مربوط به بخش‌هایی از شمال شرق کشور است.

در واقع در این فصل شیو قائم دما عموماً تابعی از عرض جغرافیایی است که خود موجبات تبعیت عمومی وردایست از عرض جغرافیایی را فراهم می‌آورد. در ماه‌های فصل زمستان بررسی دمای تراز پایین و بالای وردایست نشان داد که با افزایش عرض جغرافیایی، دمای هوا نیز در موازات با آن در ترازهای زیرین و بالایی وردایست افزایش می‌یابد؛ البته نظم تغییرات در تمام ماه‌ها و مناطق یکسان نیست. عوامل متعددی در تشدید تغییرات ارتفاعی وردایست در فصل زمستان دخالت دارند؛ مثلاً مانع ارتفاعی نظیر البرز و زاگرس، ناحیه بیشینه گذر چرخند-واچرخند (عرض و طول جغرافیایی)، دمای بالا و پایین وردایست، شیو عمودی دما و غیره در فصل زمستان بر روی تغییرات شدید ارتفاع وردایست دخالت دارند. در ماه‌های فصل

- ع. ۱۳۹۷. مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۱۳ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا: مقاله ۹، دوره ۴۴، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۷، صفحه ۶۰۷-۶۲۴.
- ۳- برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف. ۱۳۹۷. تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵: مجله ژئوفیزیک ایران، مقاله ۷، دوره ۱۲، شماره ۲، صفحه ۱۲۷-۱۴۶.
- ۴- چنگیزی، ه. ۱۳۹۴. بررسی اقلیم شناختی وردایست دینامیکی روی ایران: پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه تهران.
- ۵- حجازی زاده، ز. ۱۳۷۶. بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره: آموزش جغرافیا، شماره ۴۵، صفحه ۲۰ تا ۲۵.
- ۶- دارند، م. ۱۳۹۴. وردایی دمای هوای ایران از سطح زمین تا پوش سپهر زیرین به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴: مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۲، صفحه ۳۵۰-۳۳۷.
- ۷- شریفی، م.، سام خانیانی، ع. ۱۳۹۰. استفاده از تکنیک GPS Radio Occultation در بررسی تغییرات اقلیمی: همایش ژئوماتیک ۹۰، تهران، سازمان نقشه برداری کشور.
- ۸- عساکره، ح.، قائمی، ه.، فتاحیان، م. ۱۳۹۴. اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران: نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال هفتم، شماره ۲۵-۲۶.
- ۹- علیجانی، ب. ۱۳۸۵. آب و هوای ایران: انتشارات پیام نور، تهران، ۲۲۱ ص.
- ۱۰- علیجانی، ب. ۱۳۷۷. تعیین فصول طبیعی ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱۴۲۳، ۲۱-۳۳.
- ۱۱- کاویانی، م. ر.، علیجانی، ب. ۱۳۸۰. مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت، ص ۳۶۶-۳۶۳.
- ۱۲- کریمی، م. طباطبائیان، ع.، شفقی، ح.، شکرالهی، م. ۱۳۸۴. بررسی و مطالعه نوسانات ازن کلی جو با تغییرات تروپوپاز (وردایست) بر فراز شهر اصفهان: دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک، تهران، سازمان زمین‌شناسی.
- ۱۳- کیخسروی، ق. ۱۳۹۴. تحلیل همبندی - آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز بعنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی: آب و هواشناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۲، صفحه ۳۳-۴۸.
- ۱۴- لشکری، ح.، داداشی رودباری، ع.، محمدی، ز. ۱۳۹۶. تحلیل تغییرات ماهانه ارتفاع لایه تروپوپاوز بر روی ایران: پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۹(۱)، صفحه ۱۱۳-۱۳۳.
- ۱۵- مسعودیان، س.ا. ۱۳۸۳. بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته: مجله جغرافیا و توسعه، دوره ۲، شماره پیاپی ۳، ۸۹-۱۰۶.
- ۱۶- مسعودیان، س.ا. ۱۳۹۰. آب و هوای ایران، چاپ اول، انتشارات شریعه توس.
- 17- Añel, J. A., Gimeno, L., de La Torre, L., & Nieto, R. 2006. Changes in tropopause height for the Eurasian region determined from CARDS radiosonde data: *Naturwissenschaften*, 93(12), 603-609.
- 18- Emanuel, K. 2010. Tropical cyclone activity downscaled from NOAA/CIRES reanalysis, 1908-1958. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2(1).
- 19- Feng, S., Fu, Y., & Xiao, Q. 2012. Trends in the global tropopause thickness revealed by radiosondes: *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- 20- Fueglistaler, S., Dessler, A.E., Dunkerton, T.J., Folkins, I., Fu, Q., Mote, P.W., 2009. Tropical tropopause layer: *Rev. Geophys.* 47, RG1004.
- 21- Gettelman, A., Hoor, P., Pan, L. L., Randel, W., Hegglin, M. I., & Birner, T. 2011. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere: *Reviews of Geophysics*, 49(3).
- 22- Guo, J., Miao, Y., Zhang, Y., Liu, H., Li, Z., Zhang, W., ... & Zhai, P. 2016. The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(20), 13309.
- 23- Highwood, E. J., & Hoskins, B. J. 1998. The tropical tropopause: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(549), 1579-1604.
- 24- Hoinka, K. P. (1998). Statistics of the global tropopause pressure: *Monthly Weather Review*, 126(12),

Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D12), 15509-15523.

36- Randel, W. J., Wu, F., & Rivera Ríos, W. 2003. Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D1).

37- Randel, W. J., Wu, F., Oltmans, S. J., Rosenlof, K., & Nedoluha, G. E. 2004. Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(17), 2133-2148.

38- Randel, W. J., Wu, F., Voemel, H., Nedoluha, G. E., & Forster, P. 2006. Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D12).

39- Reichler, T.; Dameris, M. and Sausen, R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data, *Geophysical*

40- Rocken, C., Anthes, R., Exner, M., Hunt, D., Sokolovskiy, S., Ware, R., ... & Kuo, Y. H. 1997. Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D25), 29849-29866.

41- Santer, B. D., Wehner, M. F., Wigley, T. M. L., Sausen, R., Meehl, G. A., Taylor, K. E., ... & Brüggemann, W. 2003. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes: *science*, 301(5632), 479-483.

42- Sausen, R., & Santer, B. D. 2003. Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. *Meteorologische Zeitschrift*, 12(3), 131-136.

43- Schneider, T. 2004. The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(12), 1317-1340.

44- Seidel, D. J., & Randel, W. J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D21).

3303-3325

25- Homeyer, C. R., Bowman, K. P., & Pan, L. L. 2010. Extratropical tropopause transition layer characteristics from high-resolution sounding data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D13).

26- Hu, D., Tian, W., Guan, Z., Guo, Y., & Dhomse, S. (2016). Longitudinal asymmetric trends of tropical cold-point tropopause temperature and their link to strengthened Walker circulation. *Journal of Climate*, 29(21), 7755-7771.

27- Jiang, X., Wang, D., Xu, J., Zhang, Y., & Chiu, L. S. 2018. Characteristics of observed tropopause height derived from L-band sounder over the Tibetan Plateau and surrounding areas: *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 53(1), 1-10.

28- Li, D., & Bian, J. 2015. Observation of a summer tropopause fold by ozonesonde at Changchun, China: Comparison with reanalysis and model simulation. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(10), 1354-1364.

29- Manney, G. L., Hegglin, M. I., Daffer, W. H., Schwartz, M. J., Santee, M. L., & Pawson, S. 2014. Climatology of upper tropospheric-lower stratospheric (UTLS) jets and tropopauses in MERRA: *Journal of Climate*, 27(9), 3248-3271.

30- Mears, C. A., Schabel, M. C., & Wentz, F. J. 2003. A reanalysis of the MSU channel 2 tropospheric temperature record: *Journal of Climate*, 16(22), 3650-3664.

31- Mohanakumar, K. 2008. Stratosphere troposphere interactions: an introduction: Springer Science & Business Media.

32- Peethani, S., Sharma, N., & Pathakoti, M. 2014. Effect of tropospheric and stratospheric temperatures on tropopause height: *Remote sensing letters*, 5(11), 933-940.

33- Pellico, J. Á. B. 2018. Analysis of tropopause variability in observations and in an idealized model: TESIS DOCTORAL. UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID, FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y, Astrofísica I.

34- Randel, W. J., & Jensen, E. J. 2013. Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate: *Nature Geoscience*, 6(3), 169.

35- Randel, W. J., Wu, F., & Gaffen, D. J. 2000.

- 45- Seidel, D. J., Ross, R. J., Angell, J. K., & Reid, G. C. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D8), 7857-7878.
- 46- Shea, J., Worley, J., Stern, R., & Hoar, J. 1994. An introduction to atmospheric and oceanographic data.
- 47- Tang, C., Li, X., Li, J., Dai, C., Deng, L., & Wei, H. 2018. Distribution and trends of the cold-point tropopause over China from 1979 to 2014 based on radiosonde dataset: *Atmospheric Research*, 193, 1-9.
- 48- Varotsos, C., Cartalis, C., Vlamakis, A., Tzanis, C., & Keramitsoglou, I. 2004. The long-term coupling between column ozone and tropopause properties: *Journal of Climate*, 17(19), 3843-3854.
- 49- Varotsos, C., Efstathiou, M., & Tzanis, C. 2009. Scaling behaviour of the global tropopause. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 (2), 677-683.
- 50- Vernier, J-P, L. W. Thomason, and J. Kar. 2011. "CALIPSO detection of an Asian tropopause aerosol layer." *Geophysical Research Letters* 38, no. 7.
- 51- Vinnikov, K. Y., & Grody, N. C. 2003. Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites: *Science*, 302(5643), 269-272.
- 52- Ware, R., Rocken, C., Solheim, F., Exner, M., Schreiner, W., Anthes, R., ... & Hardy, K. 1996. GPS sounding of the atmosphere from low Earth orbit: Preliminary results: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(1), 19-40.
- 53- Wargan, K., & Coy, L. 2016. Strengthening of the tropopause inversion layer during the 2009 sudden stratospheric warming: A MERRA-2 study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(5), 1871-1887.