Golestan University

Journal of the Climate Change Research

Scientific Journal of Golestan University
Vol. 5, No. 17, Spring 2024

The effect of Polar vortex and subtropical high pressure 500 hPa level to change the temperature of summer and winter in Iran

Yuosef Alipour[1*], Vahid Barani Pesian[2], Mohammad Rahim Gholami[3]

[1] Ph.D., Tehran Khwarazmi University. Faculty of Geographical Sciences, Email: sadrausef@yahoo.com
[2] Assistant Professor, Department of Geography, Faculty of Command and Staff, Amin University of Police Sciences, Email: barani.vahid@yahoo.com
[3] Ph.D. in Geography and Urban Planning, Police Science Research Institute, Email: Rahaim.gholami4893@gmail.com

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:
Received: 2023-12-06
Accepted: 2024-02-05

Keywords:
Iran
polar vortex
Azores subtropical high pressure
surface and severity index

ABSTRACT

The polar vortex and Azores subtropical high pressure is considered the most obvious and permanent feature of the hemispheric circulation in the Northern Hemisphere, and the increase or decrease of their intensity index and expansion index at the level of 500hPa pressure level is the main determinant of dry and wet periods in mid-latitudes and Iran. Therefore, the aim of this study is to explain the changes of these two systems in winter and summer. The maps and graphs of the monthly average of the polar vortex and the high pressure subtropical in Iran's atmosphere have shown significant changes in these two factors. The results showed that the surface and intensity index of the polar vortex had a downward trend and the representative of this system has regressed by about 2 degrees towards higher latitudes. The high-pressure indicators near the Azure tropics have been increasing in the summer season; So that in the last decade of studies, about 97 percent of the country's area has been under the control of this system, and the system's representative has progressed from the latitude of 36.15 degrees in the first decade to the latitude of 38.64 degrees in the last decade.

Cite this article: Alipour, Y., Barani Pesian, V., Gholami, M.R. (2024). The effect of Polar vortex and subtropical high pressure 500 hPa level to change the temperature of summer and winter in Iran. *Journal of the Climate Change Research*, 5 (17), 53-66.

©The author(s)
Publisher: Goletan University
Doi: 10.30488/CCR.2024.428876.1184

نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی

فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال پنجم/ شماره مسلسل هفدهم/ بهار ۱۴۰۳ / صفحات: ۶۶-۵۳

اثر نوسانات ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر تغییر دمای فصول تابستان و زمستان در ایران

یوسف علی پور[۱*]، وحید بارانی پسیان[۲]، محمد رحیم غلامی[۳]

[۱]دکتری دانشگاه خوارزمی تهران - دانشکده علوم جغرافیایی، رایانامه: sadrausef@yahoo.com

[۲]استادیار گروه جغرافیا، دانشکده فرماندهی و ستاد، دانشگاه جامع علوم انتظامی امین، رایانامه: barani.vahid@yahoo.com

[۳]دکتری جغرافیا و برنامه ریزی شهری، پژوهشگاه علوم انتظامی، رایانامه: Rahaim.gholami4893@gmail.com

اطلاعات مقاله

نوع مقاله:
مقاله کامل علمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۹/۱۵
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۱۶

واژه‌های کلیدی:
ایران
ورتکس قطبی
پرفشار جنب حاره آزور
شاخص سطح و شدت

چکیده

ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره آزور بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در نیمکره شمالی به شمار می‌رود و افزایش یا کاهش شاخص شدت و شاخص گسترش آنها در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، از عوامل اصلی تعیین‌کننده دوره‌های خشک و مرطوب در عرض‌های میانی و ایران است. ازاین‌رو هدف این مطالعه، تبیین تغییرات این دو سیستم در فصل زمستان و تابستان است. نقشه و نمودارهای سری زمانی میانگین ماهانه ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره در جو ایران نشانگر تغییرات قابل‌توجهی این دو عامل بوده است. نتایج نشان داد، شاخص سطح و شدت ورتکس قطبی دارای روند نزولی بوده است و معرف این سیستم، حدود ۲ درجه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر پسروی کرده است. شاخص‌های پرفشار جنب حاره آزوردر فصل تابستان دارای روند افزایشی بوده است؛ بطوریکه در دهه آخر مطالعاتی حدود ۹۷ در از مساحت کشور تحت سیطره این سیستم بوده است و معرف سیستم از عرض جغرافیایی ۳۶,۱۵ درجه در دهه اول به عرض ۳۸,۶۴ درجه در دهه آخر، پیشروی کرده است.

استناد: علی پور، یوسف؛ بارانی پسیان، وحید؛ غلامی؛ محمدرحیم. (۱۴۰۳). اثر نوسانات ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر تغییر دمای فصول تابستان و زمستان در ایران. *نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی*، ۵ (۱۷)، ۶۶-۵۳.

Doi: 10.30488/CCR.2024.428876.1184

ناشر: دانشگاه گلستان

© نویسندگان.

مقدمه

اقلیم شناسان سینوپتیک ادعا می‌کنند که الگوهای جریان هوا در ترازهای بالایی جو، تعیین‌کننده شرایط محیطی سطح زمین است (مسعودیان، ۱۳۸۵). از این‌رو شناسایی الگوهای گردش جوی کنترل‌کننده آب‌وهوا و ویژگی‌های آن‌ها بسیار ضروری است. از مهم‌ترین الگوهای گردش عمومی جو در جو ایران، ورتکس قطبی[1] در فصل زمستان و پرفشار جنب حاره در فصل تابستان است که وضعیت دما در ایران تحت کنترل این دو سیستم است. ورتکس قطبی شمال یک سیکلون بزرگ‌مقیاس با موقعیتی همیشگی در نیمکره شمالی است که و به صورت پادساعت‌گرد در حال چرخش هست. با ضعیف‌تر شدن سیستم کم‌فشار قطبی، شدت رودباد قطبی نیز تضعیف خواهد شد و هوای سرد قطب شمال را همراه با فرود و فرازهای بادهای غربی به مناطق جنوبی‌تر از جمله ایران هدایت خواهد شد و زمینه برای ورود موج‌های سرما، ناپایداری و بارش‌های فراگیر در عرض‌های میانه فراهم می‌شود (حمیدیانپور و خسروی، ۱۳۹۸). متقابلاً با تشدید کم‌فشار قطبی، رودباد جبهه قطبی نیز تشدید خواهد شد و با تشدید سرعت بادهای غربی از نفوذ هوای سرد قطبی به نواحی با عرض پایین‌تر جلوگیری می‌شود و هوای سرد عرض‌های شمالی توانایی نفوذ به عرض‌های میانه در نیمکره شمالی را نخواهد داشت و زمستانی گرم و خشک را برای عرض‌های میانی و ایران به همراه خواهد داشت (واو روس و همکاران، ۲۰۱۷). ورتکس قطبی جزء پدیده‌های غیرمعمول و حدّی نیستند، بلکه از سیماهای اساسی اقلیم زمین محسوب می‌شوند (واف و همکاران،۲۰۱۷). از این رو شناخت ورتکس قطبی، به عنوان یکی از مهمترین مؤلفه‌های گردش عمومی اتمسفر، دارای اهمیت ویژه‌ای است و تبیین حرکات و جابجایی آن، در ترازهای مختلف جوی زاینده پیش‌آگاهی‌ها و پیش‌بینی‌های جوی می‌شود. سلول‌های پرفشار جنب حاره در مراکز ۳۰ درجه عرض جغرافیایی اطراف کره زمین قرار دارند و هوای صعودی مربوط به سلول هدلی در استوا در آن‌ها نزول می‌کند و موجب تشکیل پرفشار جنب حاره می‌شود. کمربندهای پرفشار جنب حاره که از دیرباز مراکز فعالیت نامیده می‌شوند، بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی به شمار رفته و اقلیم را نه‌تنها در نواحی مجاور، بلکه بر روی کل کره زمین تحت تأثیر قرار می‌دهد. تغییرات مکانی _ زمانی و شدت این الگوی گردشی تأثیر زیادی در کنترل ریزش‌های جوی مناطق جنب حاره و ایران دارد. کشور ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی خود در دوره گرم سال تحت استیلای پرفشار جنب حاره است. گسترش بیشتر شمال سوی پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اثر تغییر اقلیم نسبت به نرمال، منجر به افزایش فراوانی و شدت خشک‌سالی‌ها می‌شود و هنگامی‌که حد شمالی شاخص گسترش شمالی پایین‌تر از حد نرمال قرار گیرد، در صورت مساعد بودن سایر شرایط در این‌گونه مناطق ترسالی حاکم و ریزش جوی در مناطقِ آزادشده از سیطره پرفشار وجود خواهد داشت (حجازی زاده و جوی زاده، ۱۳۸۹). بررسی‌های ابتدایی نشان می‌دهد براثر تغییر اقلیم، شاخص گسترش جنوبی ورتکس قطبی و شاخص‌های شدت و گسترش پرفشار جنب حاره دچار تغییرات معنی‌دار شده است و با توجه به اینکه این دو سیستم، از مهمترین پدیده‌های سینوپتیک خاورمیانه و از جمله کشور ایران است شناخت ساز و کار تغییرات آنها ضرورت داشته است و دلیل اصلی انتخاب این موضوع بوده است. شناخت چگونگی رفتار و قانونمندی نوسانات حاکم بر الگوی سامانه سینوپتیک ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره، زمینه لازم را جهت پیش‌بینی‌های جوی و همچنین وضعیت روشن‌تری از تأثیرات آن بر اقلیم ایران و برنامه‌ریزی پیامدهای ناشی از آن را فراهم می‌سازد. تحقیق حاضر با هدف کلی پی بردن به چگونگی تغییرات زمانی _ مکانی ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در

[1] Polar vortex

فصل‌های تابستان و زمستان صورت گرفته است. در این تحقیق تلاش گردید مرز جنوبی ورتکس قطبی و مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول مورد مطالعه آشکارسازی گردیده و آهنگ پیشروی و پسروی دو سیستم سینوپتیک در چهار دهه مورد مطالعه (۲۰۲۳-۱۹۸۳) مورد بررسی قرار گیرد تا بتوانیم در سایه چنین تحقیقاتی، امکان پیش‌بینی و برنامه‌ریزی پیامدهای ناشی از سامانه‌های مخرب را فراهم سازیم. ضمن اینکه با مطالعه این تحقیق بتوان در جهت شناسایی و دستیابی مدلی برای پیش‌بینی آینده تأثیرات پرفشار جنب حاره بر روی ایران گامی مؤثر برداشت. بررسی ادبیات مربوط به ورتکس قطبی و پرفشارهای جنب حاره نیمکره شمالی نشان می‌دهد مطالعات متعددی در خصوص این دو سیستم انجام‌شده است. غالب مطالعات صورت گرفته به تفکیک هریک از این سامانه‌ها را به صورت جداگانه در مقالات و پایان نامه‌ها مورد بررسی قرار داده‌اند و مطالعات همزمان این دو سیستم انگشت‌شمار است. لذا در ادبیات این تحقیق به ترتیب مطالعات ورتکس قطبی، پرفشار جنب حاره آزور و مطالعات همزمان این دو سیستم آورده شده است. چوی[۲] و همکاران (۲۰۰۹) تغییرات و ارتباط ورتکس قطبی نیمکره شمالی را با سایر متغیرهای اقلیمی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که مساحت ورتکس قطبی در ماه‌های مارس و جولای کاهش شدیدی داشته است. ضمن اینکه اندازه ورتکس قطبی در ماه مارس با گستره برف در ماه‌های فوریه، مارس و آوریل رابطه خطی مستقیم معنادار و با نمایه نوسان قطبی در ماه‌های فوریه و مارس رابطه معکوس معنادار داشته است. واف[۳] و همکاران (۲۰۱۷) بیان کردند که ورتکس قطبی جزء پدیده‌های غیرمعمول و حدّی نیستند، بلکه از سیماهای اساسی اقلیم زمین محسوب می‌شوند. مطالعه پیامدهای تعدیل پوش سپهری گردش بزرگ مقیاس در منطقه اقیانوس اطلس- اروپا بر رخدادهای آب وهوایی نشان داد که حالت‌های بی هنجاری ورتکس قطبی پوش سپهری، رژیم‌های مربوط به NAOرا به طور عمده ای تعدیل می کنند و احتمال رخدادهای آب و هوایی مرتبط با آن را تحت تأثیر قرار می دهند (بیرلی و گرامز، ۲۰۱۹). شواهد قابل توجهی یک ارتباط دینامیکی بین مناطق حاره و عرضهای میانی را نشان میدهند. تعاملات حاره- برون حاره در طیف وسیعی از فرایندها و در مقیاس‌های مختلف رخ میدهند. این تعاملات در مقیاسهای سینوپتیک و سیاره ای رشته امواج راسبی عرضهای بالا و پایین، مناطق همگرایی سطح پایین نیمه دائمی حاره- برون حاره، نفوذ ترافهای سطح بالا به منطقهٔ حاره که به انتقال رطوبت حاره به برون حاره می انجامد، نفوذ سیکلونهای حاره به داخل بادهای غربی در منطقهٔ برون حاره صورت می‌گیرد (کلر[۴] و همکاران، ۲۰۱۹؛ کومار[۵]، ۲۰۱۹). مطالعات دامینس[۶] (۲۰۱۹) نشان داد جفت شدگی دینامیکی بین وردسپهر و پوشن سپهر یکی از جنبه‌های مهم مباحث دینامیک جو بوده که دارای اثرات مهم هواشناختی بر روی سطح زمین است. ژنگ[۷] و همکاران (۲۰۲۲) جفت شدن ورتکس قطبی پوشن سپهری با ورتکس قطبی وردسپهری را سبب ایجاد بارش‌های سنگین و سیل آسا دانستند، بدین دلیل که با انتقال تاوایی پتانسیل پوشن سپهری و افزایش فعالیت موج در وردسپهر سبب رخداد چنین نابهنجاری‌های می شود. روپ[۸] و همکاران (۲۰۲۲) به بررسی پیوندهای بالقوه گردش‌های حدی بین وردسپهر و پوشن سپهر پرداختند. آنها دریافتند که شدت ورتکس قوی، مرتبط با بازتاب امواج سیاره ای در حال انتشار به سمت

[2] Choi
[3] Waugh

[4] Keller
[5] Kumar
[6] Domeisen
[7] Zhang
[8] Rupp

سطوح فوقانی تر بوده و از طرفی بروز این انعکاس و بازتاب، به جزئیات ساختار ورتکس قطبی مربوط است.

در کشور ایران عباس‌زاده اقدم و همکاران (۱۳۹۳) با بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی ورتکس قطبی پوشن‌سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا نتیجه گرفتند که به دنبال رویداد ورتکس قطبی ضعیف، از یک سو دمای میانگین روزانه سطح زمین در بیشتر نقاط منطقه نسبت به حالت قوی ورتکس قطبی کاهش می‌یابد و از سوی دیگر تعداد رویدادهای سرد شمارش‌شده در کل منطقه نیز کمتر می‌شود. محمدی و همکاران (۱۳۹۹) با تحلیل زمانی- مکانی ورتکس قطبی و نقش آن در وقوع روزهای بارش سنگین حوضه آبریز قره‌سو در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۵ به این نتیجه رسیدند که موقعیت و تمرکز الگوهای ورتکس در هریک از فصول متغیر بوده و کمترین نفوذ آن در فصل پاییز و بیشترین نفوذ آن در فصل زمستان ثبت شده است. همچنین نتایج پژوهش آنها حاکی از این است که در طی رخداد بارش سنگین و فراگیر ناوه حاصل از ورتکس قطبی بر روی منطقه مورد مطالعه ایجاد شده که همزمان با استقرار بندالهای عظیم رکس و امگایی بر روی اروپا است. پریزراکوس (۱۹۸۴) جهت نشان دادن گسترش پرفشار جنب حاره به سوی بالکان نقشه‌های سینوپتیک میانگین تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های ضخامت و نابهنجاری‌های آن‌ها را در طی سال ۱۹۶۱ تا ۱۹۷۲ برای دو ماه ژوئیه و اوت را بررسی نمود و نتیجه گرفت که واچرخندهایی که به بالکان و یونان می‌رسند، جزو واچرخندهای مهاجر بوده و از پرفشار جنب حاره جدا هستند و نباید اصطلاح گسترش پرفشار جنب حاره بر روی بالکان را بکار برد. دیویس و همکاران (۱۹۹۷) با استفاده از روش تحلیل مؤلفه اصلی، داده‌های شبکه‌بندی شده روزانه فشار تراز دریا در سال‌های ۱۸۹۹-۱۹۹۰ را برای تعیین ساختار مکانی واچرخند جنب حاره مورد بررسی قراردادند. نتایج تحقیق نشان داد که واچرخند جنب حاره در طول تابستان و زمستان دارای الگوهای متفاوتی است. سوکارنی (۲۰۱۰) تأثیرات پرفشار جنب حاره بر روی دما و بارندگی و پیامدهای این تغییرات را بر روی کشت محصول برنج در استان نیکریه کشور سورینامی در شمال قاره آمریکای جنوبی با استفاده از روش رگرسیون و تحلیل همبستگی مطالعه نمود. نتایج نشان داد فشار مرکزی پرفشار جنب حاره دارای روند افزایشی بوده و از سال ۱۹۹۱ این روند تشدید شده است. زرین و مفیدی (۱۳۸۹) صحت‌وسقم نظریه گسترش پرفشار جنب حاره بر روی خاورمیانه را در یک دوره آماری (۱۹۷۱-۲۰۰۰) در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر مورد ارزیابی قراردادند. نتیجه بررسی پرفشار جنب حاره در چهار تراز ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال در منطقه ۶۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی نشان می‌دهد که فقط فلات ایران در هر دو تراز میانی و فوقانی وردسپهر دارای پرفشار مستقل است. سایر مناطق ازجمله فلات تبت تنها در تراز فوقانی و شمالِ غرب آفریقا و شبه‌جزیره عربستان فقط در تراز میانی وردسپهر دارای مراکز پرفشار می‌باشند. اکبری و نودهی (۱۳۹۴) به تحلیل روند بارش تابستانه در شمال شرق کشور پرداختند. بر اساس نتایج پژوهش آنها، به‌طور کلی بارش تابستانه استان گلستان کاهش معناداری داشته است. از نظر آنان علل این تغییرات را می‌توان تغییر در استقرار مرکز پرفشار بر روی دریای خزر و نواحی شمالی آن در تابستان، تقویت پرفشار جنب حاره و تضعیف کم‌فشار مونسونی دانست که باعث کاهش بارش در استان گلستان در سال‌های مورد مطالعه و افزایش روزهای با بارش سنگین در فصل تابستان شده است. لیانگ[9] و همکاران (۲۰۱۵) با واکاوی شاخص‌های بارش در حوضه رودخانه زرد در مرکز چین، بیان کردند که دو سامانه سینوپتیک مقیاس پرفشار جنب حاره و ورتکس قطبی مهمترین نقش را در تغییرات شاخص‌های بارش ایفا می‌کنند و ارتباط معنادار منفی با ورتکس قطبی و ارتباط معنادار مثبت با پرفشار جنب حاره طی دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۲ را نشان

[9] Liang

می‌دهند. حجازی زاده (۱۳۷۲) پرفشار جنب حاره و ورتکس قطبی را دو مؤلفه مهم و اساسی در تغییر فصل می‌داند. وی با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، موقعیت مکانی حد شمالی و شرقی معرف پرفشار جنب حاره، ارتباط آن با ورتکس قطبی و اثر آن بر بارش‌های ایران را بررسی کرد.

داده‌ها و روش‌ها

به منظور بررسی وضعیت تغییرات مکانی - زمانی و آشکارسازی معرف ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران طول جغرافیایی ۴۳ درجه تا ۶۷ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۳ تا ۴۹ درجه در نظر گرفته شد. برای انجام این پژوهش آمار ۴۰ ساله میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۸۳ تا ۲۰۲۳ از پایگاه داده مرکز ملی پژوهش‌های جوی[۲] و مرکز ملی پژوهش‌های جوی[۱] برداشت گردید. انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان لایه میانی جو در این تحقیق بدین دلیل است که مطابق تحقیقات قبلی، این تراز بهتر می‌تواند الگوهای جوی را نشان دهد. داده‌های اخذشده با فرمت[۲] NetCDF در مرحله بعد برای تشکیل پایگاه داده‌های لازم جهت ترسیم نقشه‌های فصلی میانگین ده ساله ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های فوق طی مراحلی به فرمت نرم‌افزار ArcGIS تبدیل گردیدند. به علت بالا بودن دوره طول دوره آماری جهت کاهش تعداد نقشه‌ها، ۴۰ سال مورد مطالعه (۲۰۲۳-۱۹۸۳) به ۴ دهه تقسیم و از میانگین ده‌ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. بر روی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران پربند ۵۶۸ ژئوپتانسیل دکامتر به عنوان معرف ورتکس قطبی و پربند ۵۸۶ ژئوپتانسیل دکامتر، معرف سامانه پرفشار جنب حاره در نظر گرفته شده است.

[1] National Center for Atmospheric Research (ncar) (ncar)

[2] Network Common Data Form

ظاهر شدن این پربندها در جو نشانگر حضور دو سامانه مورد مطالعه بوده به جرات می‌توان گفت شرایط اقلیمی ایران تحت تأثیر این دو سامانه است.

یافته‌های تحقیق

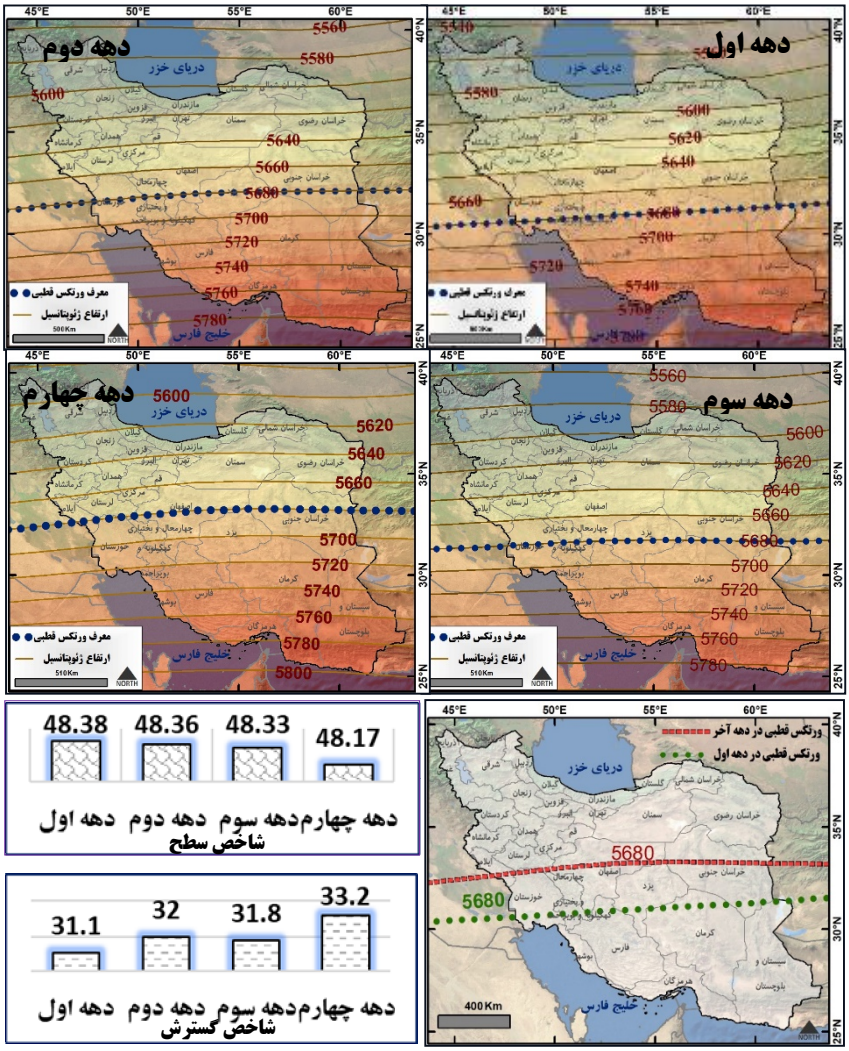
مطابق تحقیقات پیشین و اتفاق نظر اقلیم شناسان سینوپتیک تغییرات زمانی – مکانی ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره مهم‌ترین عامل در تعیین فصول ایران است. باور رایج در خصوص شاخص گسترش شمالی پرفشار جنب حاره در فصل تابستان این بود که حد پیشروی پرفشار جنب حاره بر روی ایران در جنوب ارتفاعات البرز است و این سامانه اقلیمی تابستانه بر روی ایران، از کوه‌های البرز بالاتر نمی‌رود (علی پور و همکاران، ۱۳۹۵). به علت وجود رابطه الاکلنگی پرفشار جنب حاره با ورتکس قطبی، حد پسروی ناوه قطبی در فصل زمستان و در جو ایران حوالی عرض جغرافیایی ۳۱ درجه فرض می‌گردید. ولی یافته‌های این تحقیق نتایج متفاوتی را نشان می‌دهد.

شاخص سطح و شدت: تعداد شبکه‌هایی که در زیر پربند معرف ورتکس قطبی (۵۶۸ ژئوپتانسیل دکامتر و پایین‌تر از آن) و پربند معرف پرفشار جنب حاره (۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر و بالاتر از آن) قرار دارند، نشان‌دهنده شاخص سطح پوشش متغیرهای مورد مطالعه هستند. هراندازه تعداد شبکه‌های زیر پوشش سطح این دو سیستم، بیشتر باشد شاخص سطح بالاتر بوده و مساحت بیشتری از ایران تحت سیطره آنها است و بالعکس. هرچه قدر منحنی میزان مرکزی سیستم کم‌فشار ورتکس قطبی ارتفاع کمتری داشته باشد، شدت این سیستم قوی‌تر است. در خصوص پرفشار جنب حاره هرچه منحنی هم میزان مرکزی ارتفاع بیشتری داشته باشد، معرف شدت زیاد این سیستم است.

الف- شاخص سطح و شدت ورتکس قطبی در فصل زمستان: در فصل زمستان کشور ایران تحت سیطره ورتکس قطبی و بادهای غربی است و در دهه‌های مطالعاتی پرفشار جنب حاره به ایران نفوذ

نکرده است. بـه علـت دوری مرکـز ورتکـس قطبـی از محدوده مورد مطالعه، نقشـه شـاخص شـدت ورتکـس قطبی ترسیم نگردیده است. نمـودار و نقشـه خروجـی شاخص سطح ورتکس قطبی (شکل ۱) نشان می‌دهند که محدوده سیطره تحت پوشش این سیستم در طـول سری زمانی روند کاهشی داشـته اسـت و مقـدار آن از ۴۸,۳۸ درصد از مساحت کشور در دهه اول بـه مقـدار ۴۸,۱۷ در صد در دهه آخـر مطالعـاتی رسـیده اسـت.

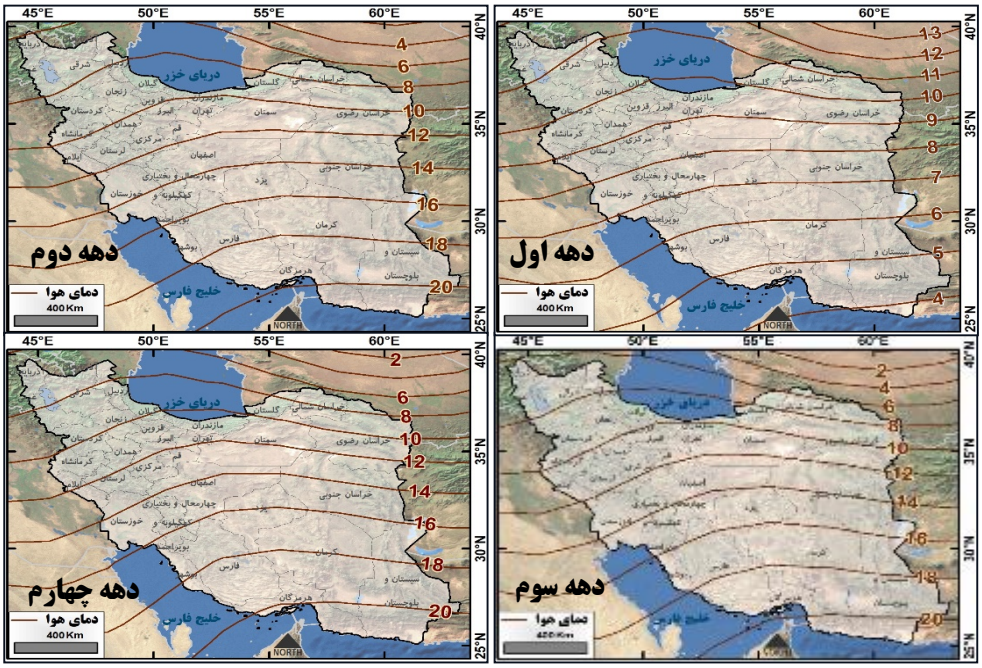
نقشه‌های ترسیمی نشان می‌دهند معرف پربند ورتکس قطبی (۵۶۸ ژئوپتانسیل دکامتر) در فصـل زمسـتان از عرض جغرافیایی ۳۱,۳ درجه در دهـه اول، بـه عـرض جغرافیایی ۳۳,۲ درجه پسروی کرده است که نشـان از کاهش شاخص گسترش جنـوبی ایـن سیسـتم اسـت. سیر کاهشی شـاخص سـطح و شـدت مؤلفـه ورتکـس قطبی نقش مهمی در تغییرات دمای نیمکره شـمالی و ایران دارد.



شکل ۱- نقشه و نمودار شاخص‌های ورتکس قطبی - فصل زمستان از دهه اول تا چهارم

ب- دمـای تـراز ۱۰۰۰ هکتوپاسـکال در فصـل زمستان: بـا پسـروی ورتکـس قطبـی بـه عرض‌هـای جغرافیایی بالاتر عوامل آب و هـوایی ماننـد دمـا دچـار تغییراتی در ترازهای پایین گردیده است. بـرای نشـان دادن پیوند ورتکس قطبی بـا دمـای الگـوی دمـایی در کشور، نقشه‌های دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال مطابق شکل ۳ ترسیم گردیدند. خروجی‌ها نشـان مـی‌دهنـد؛ مؤلفه ورتکس قطبی تأثیر بسزایی در روند افزایش دما

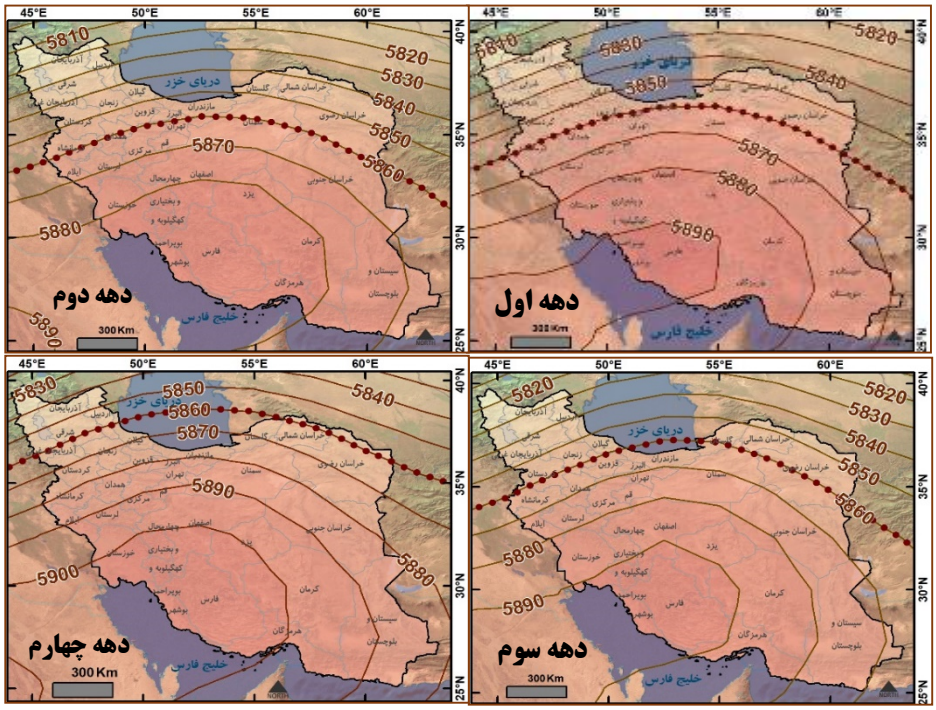
در فصل زمستان داشته است، بطوریکه منحنی میزان ۶ درجه سلسیوس در دهه اول در شمال ایران مستقر بوده است و در طول سری زمانی با پسروی ورتکس قطبی به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر، تغییر موقعیت داده است و در دهه آخر مطالعاتی منحنی هم‌دمای ۸ درجه سلسیوس جایگزین آن گردیده است. در جنوب ایران نیز منحنی هم‌دمای ۲۰ درجه سلسیوس به سمت شمال در حال پیشروی بوده است و مساحت بیشتری از جنوب ایران را تحت تأثیر قرار داده است. این اتفاق حاکی از گرم شدن اقلیم ایران در فصل زمستان است و می‌تواند نشان بارزی از تغییر اقلیم ایران باشد.



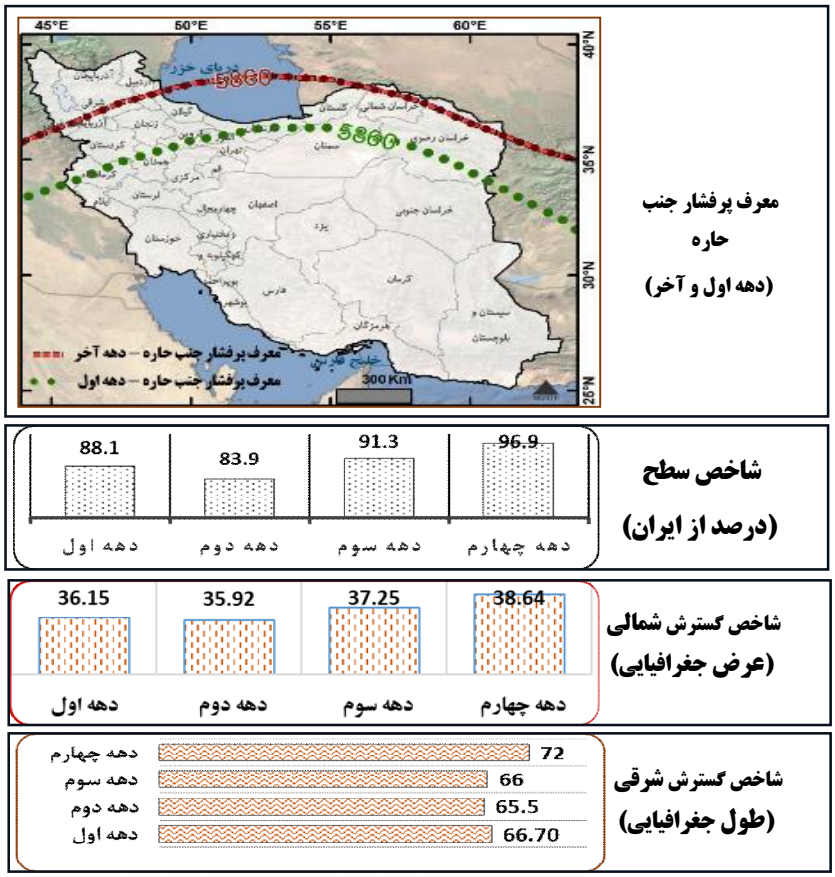
شکل ۲- دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در چهار دهه مطالعاتی ایران – فصل زمستان

ج- شاخص سطح، شدت و گسترش پرفشار جنب حاره در فصل تابستان: خروجی‌های شاخص‌های پرفشار جنب حاره در فصل تابستان مطابق شکل ۴ نشان می‌دهند در دهه اول و دوم سطح زیر پوشش منحنی ۵۸۶ هکتوپاسکال ۸۳ تا ۸۸ در صد از ایران است اما در دهه آخر مطالعاتی، نزدیک به ۹۷ درصد از کل مساحت ایران تحت نفوذ پرفشار جنب حاره قرار گرفته است که نشان از افزایش شاخص سطح این سیستم است. از لحاظ شاخص شدت پربند مرکزی ۵۹۰ ژئوپتانسیل دکامتر از دهه چهارم به نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران اضافه گردیده که دلیل محکمی بر افزایش شدت شاخص پرفشار جنب حاره است. پرفشار جنب حاره دارای حد شرقی، غربی، شمالی و جنوبی است. مطابق شکل ۵ در طول سری زمانی مورد مطالعه، معرف پرفشار جنب حاره به سمت شمال و شرق کرده و معرف پرفشار جنب حاره از طول جغرافیایی ۶۶ درجه به ۷۲ درجه در دهه آخر پیشروی کرده است. ایران به لحاظ موقعیت جغرافیایی تحت تأثیر حد شرقی و شمالی این سامانه است. حد شرقی یعنی شرقی‌ترین طول جغرافیایی و حد شمالی یعنی شمالی‌ترین عرض جغرافیایی معرف پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. در حاشیه شرقی پرفشار جنب حاره جریانات نزولی و در حاشیه غربی آن‌ها جریانات صعودی غلبه دارد و بخش شرقی آن نسبت به بخش غربی خشک‌تر است. گسترش شمال سوی پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر باعث آنومالی مثبت و به عبارتی درنتیجه ترسالی در منطقه آزاد شده از تسلط پرفشار جنب حاره، حاکم است. خشک‌سالی در منطقه بوده و اگر معرف پرفشار جنب

حاره به عرض‌های پایین‌تر تمایل پیدا کند آنومالی منفی بوده.



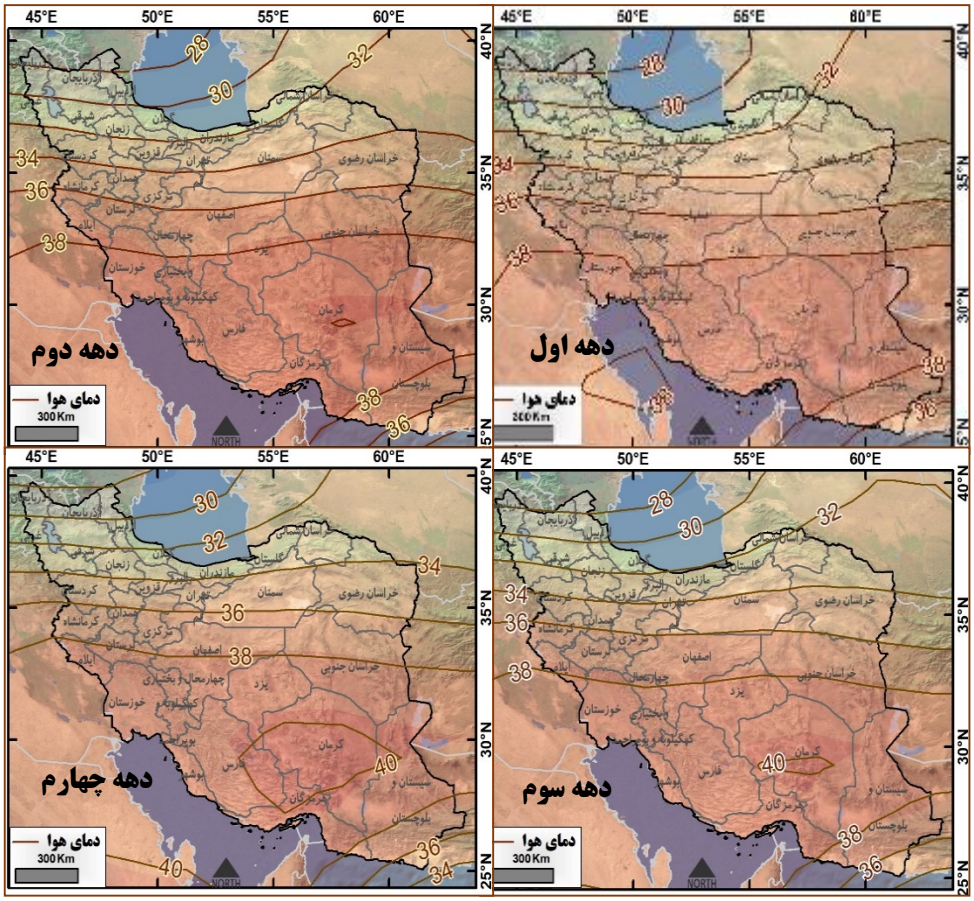
شکل۳- معرف پربند پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال - فصل تابستان از دهه اول تا دهه چهارم



شکل ۴- نمودار شاخص‌ها و نقشه مقایسه موقعیت معرف ورتکس پرفشار جنب حاره در دهه اول و آخر

د - دمای فصل تابستان تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال:

برای نشان دادن رابطه تغییرات حاصل از پیشروی پرفشار جنب حاره به عرض‌های جغرافیایی بالاتر و متغیر دما در تراز پایین، نقشه‌های دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان مطابق شکل ۳ ترسیم گردیدند. خروجی‌ها نشان می‌دهند؛ مؤلفه پرفشار جنب حاره تأثیر بسزایی در روند افزایش دما داشته است، بطوریکه منحنی هم‌دمای ۴۰ در جه سلسیوس از دهه دوم با مساحت بسیار کم به نقشه‌ها اضافه گردیده و به تدریج در طول سری زمانی پهنه وسیعتری به خود اختصاص داده است.



شکل ۵- دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در چهار دهه مطالعاتی – فصل تابستان

بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق، تغییرات دو مؤلفه ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار گرفت تا ارتباط آن با دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ایران واکاوی شود. نتایج نشان داد شاخص سطح و شدت ورتکس قطبی در فصل زمستان دارای روند نزولی قابل ملاحظه‌ای بوده است و معرف این سیستم (۵۶۸ ژئوپتانسیل دکامتر) در حدود ۲ درجه به عرض‌های جغرافیایی به سمت شمال پسروی کرده است. روند کاهشی شاخص سطح و شدت مؤلفه ورتکس قطبی نقش مهمی در تغییرات دمای تراز پایین به خصوص در شمال ایران داشته است. دمای هوای کشور در استان‌های شمالی ایران به طور میانگین به مقدار ۲ درجه سلسیوس در فصل زمستان افزایش یافته است. شاخص‌های سطح، شدت، گسترش شمالی و شرقی پرفشار جنب حاره در فصل تابستان دارای روند افزایشی بوده است؛ بطوریکه در دهه آخر مطالعاتی حدود ۹۷ در از مساحت کشور تحت سیطره این سیستم بوده است. افزایش شاخص‌های پرفشار

جنب حاره منجر به تشدید پایداری، ساز و کار عدم صعود و به وجود آمدن شرایط خشکی و خشک‌سالی و به عبارتی تغییر اقلیم در مناطق تحت تسلط پرفشار جنب حاره است. به طور کلی نتیجه‌گیری گردید، تغییر اقلیم و گرمایش زمین در کشور ایران تحت کنترل دو پدیده ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره قرار دارد و جابجایی این دو سیستم و شدت و ضعف هریک در مقابل دیگری تأثیر مستقیم بر وضعیت دما در کشور دارد. مطابق با یافته‌های حجازی زاده (۱۳۷۲)، نوسان ورتکس قطبی و پرفشار جنب حاره بر روی تغییر فصل ایران مؤثر است و تغییرات افزایش شاخص‌های سطح، شدت و گستره شمالی - شرقی ین دو سیستم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال سبب تغییرات اقلیم نواحی مختلف عرض‌های جغرافیایی می‌گردد. یافته‌های این تحقیق نتایج پژوهش اکبری و نودهی (۱۳۹۴) را تأیید نموده و مطابق با یافته‌های آنان، افزایش گسترش شاخص شرقی _ شمالی پر ارتفاع جنب حاره و پیشروی شمال سوی آن در جو ایران باعث ایجاد مکانیسم عدم صعود و پایداری در مناطق تحت سلطه می‌شود. با توجه به همبستگی منفی بین بارش و شدت پر ارتفاع جنب حاره، مطابق نظر آنان با افزایش شدت این سامانه پر ارتفاع، بارش تابستانه استان‌های شمالی کشور کاهش معناداری داشته است.

منابع

۱. اکبری، مهری؛ نودهی، وحیده، (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل روند بارش سالانه و تابستانه استان گلستان، فصلنامه علمی- پژوهشی آمایش جغرافیایی فضا، سال پنجم، شماره مسلسل هفدهم، پاییز ۱۳۹۴، ۱۴۱-۱۵۰.

۲. حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۲). بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

۳. حجازی زاده، زهرا؛ جوی زاده، سعید (۱۳۸۹). مقدمه‌ای بر خشک‌سالی و شاخص‌های آن، چاپ اول، انتشارات سمت، ۳۳-۳۴.

۴. حلبیان، امیرحسین؛ مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمدی، بختیار؛ عساکره، حسین (۱۳۹۱). نمایش و پردازش داده‌های جوی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.

۵. حمیدیانپور، محسن؛ خسروی، محمود (۱۳۹۸). ردپای گرمایشی جهانی در بارش‌های بهار ۱۳۹۸ غرب ایران. ششمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران.

۶. رضیئی، ط؛ مفیدی، ع؛ و زرین، آ. (۱۳۸۸). مراکز فعالیت و الگوهای‌های گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، ص ۱۲۱-۱۴۱.

۷. زرین، آذر؛ قائمی، هوشنگ؛ آزادی، مجید و فرج زاده اصل، منوچهر (۱۳۸۹). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳ شماره ۱.

۸. زرین، آذر؛ مفیدی، عباس؛ (۱۳۹۰). آیا پرفشار جنب حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ای آزور است؟ (بررسی یک نظریه)، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، دانشگاه شهید بهشتی.

۹. سلیقه، محمد؛ صادقی نیا، علیرضا (۱۳۸۹). بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره در بارش‌های تابستانه نیمه جنوبی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، ۹۸-۸۳.

۱۰. علی پور، یوسف (۱۳۹۵). بررسی تغییرات پرفشار جنب‌حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم ، راهنما: زهرا حجازی زاده ، دانشگاه خوارزمی تهران، دانشکده علومانسانی، گروه جغرافیا.

۱۱. علیجانی، بهلول (۱۳۷۴). آب و هوای ایران، تهران، انتشارات پیام نور.

۱۲. علیجانی، بهلول (۱۳۸۰). تیپ‌های هوا و اثر آن‌ها بر اقلیم ایران، مجله دانشکده ادبیات علوم انسانی دانشگاه یزد (کاوش نامه)، شماره ۳، ۲۱-۵۰.

۱۳. کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول (۱۳۷۱). مبانی آب هواشناسی، چاپ اول، انتشارات سمت، ص ۶۰.

۱۴. محمدنژاد، علیرضا؛ احمدی گیوی؛ فرهنگ و ایران‌نژاد، پرویز (۱۳۸۸). اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی

مدیترانه و بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، ۱۱۵-۱۳۰.

۱۵. مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۵). ترجمه اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی؛ چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.

16. Beerli, R. and Grams, Ch. M. (2019). Stratospheric modulation of the large-scale circulation in the Atlantic–European region and its implicationsfor surface weather events. Q J R MeteorolSoc. Vol. 145. 3732-3750.
17. Choi, G., Robinson, D. A. & Won-Tae, W. (2009). Won-Tae Kwon, Recent Changes in the Northern Hemisphere Circumpolar Vortex, Association of American Geographers. Las Vegas, USA.
18. Davis, R.E., Hayden, B.P., Gay, D.A., Phillips, W.L., and Jones, G.V. (1997). "The North Atlantic Subtropical Anticyclone", Journal of Climate, volume 10, pp. 278-744.
19. James, I.N. (1994). "Introduction to Circulating Atmospheres", Cambridge university press, NewYork, pp. 422.
20. Domeisen, D. I. (2019). Estimating the frequency of sudden stratospheric warming events from surface observations of the north atlantic oscillation. *Journal of Geophysical Research*: *Atmospheres*, 124(6), 3180 – 3194. https://doi.org/10.1029/2018 jd030077.
21. Keller, J. H., Grams, C. M., Riemer, M., Archambault, H.M., Bosart, L., Doyle, J. D .and Zhang, F. (2019). The extratropical transition of tropical cyclones. Part II: Interaction with the midlatitude flow, downstream impacts, and implications for predictability. Monthly Weather Review, 147(4): 1077-1106.
22. Kumar, K. N., Phanikumar, D. V., Sharma, S.; Basha, G., Naja, M., Ouarda, T. B. and Ratnam, M. V. (2019). Influence of tropical-extratropical interactions on the dynamics of extreme rainfall event: A case study from Indian region. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 85: 28-40.
23. Liang, K., Liu, S., Bai, P. & Nie, R. (2015). "The Yellow River basin becomes wetter or drier? The case as indicated by mean precipitation and extremes during 1961–2012".Theor Appl Climatol, 119,701-722.
24. Li, W., Li, L., Fu, R., Deng, Y. & Wang, H. (2011). "Changes to the North Atlantic subtropical high and its role in the intensification of summer rainfall variability in the Southeastern United States", Journal of Climatology, volume 24, pp. 1499-1506.
25. Lucarini, V. and Russell, G.L. (2002). "Comparison of mean climate trends in the Northern Hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs", Journal of geophysical research, volume 107, DOI: D15, 4269, 10.1029/2001JD001247.
26. Perzerakos, NG. (1984). "Does the Extension of the Azores Anticyclone towards the Balkans really exist? ", National Meteorological Service, Helliniko, Greece, sar, A33, pp. 217-277.
27. Rupp, P., Loeffel, S., Garny, H., Chen, X., Pinto, J.G., & Birner, T. (2022). Potential links between tropospheric and stratospheric circulation extremes during early 2020. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 127(3), e2021 JD035667.
28. Sukrani, M. (2010). "The influence of the subtropical high-pressure systems on rainfall and temperature distribution in Suriname and implications for rice production in the Nickerie District", A research paper Degree of Master of Science in Natural Resource, The University of the West Indies.
29. Waugh, D. W., Sobel, A. H. & Polvani, L. M. (2017). "What is the polar vortex and how does it influence weather? ". Bulletin of American Meteorological Society, 98, pp. 37-44. - - Wrona, K. M. (2005). "Long-term Changes and Variability in Northern Hemisphere

Circumpolar Vortex". LSU Master's Theses. 3286. https://digitalcommons.lsu.edu/gradschool_theses/3286.

30. Zhang, J., Zheng, H., Xu, M., Yin, Q., Zhao, S., Tian, W., & Yang, Z. (2022). Impacts of stratospheric polar vortex changes on wintertime precipitation over the northern hemisphere. *Climate Dynamics*, 1-17.