دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هفدهم، شماره‌ی ۵۸
تابستان ۱۳۹۶، صفحات ۳۱۵-۳۰۳

حسین عساکره[۱]
*آذر بیرانوند[۲]
مختار فتاحیان[۳]
حسن شادمان[٤]

تحلیل روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب‌حاره برفراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹٤/۱۰/۲۲

چکیده

در پژوهش حاضر از داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد در ترازهای ۲۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال، در محدوده عرض جغرافیایی°۰ تا °۸۰ شمالی و طول جغرافیایی°۱۰ درجه غربی تا °۱۲۰ درجه شرقی بهره گرفته شده است. بازه زمانی مورد استفاده شامل فروردین ۱۳۳۰ تا اسفند ۱۳۸۹ بوده است. داده‌های مورد استفاده از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات‌متحده آمریکا اخذ گردیده است. نتایج حاصل از بررسی روند فراوانی سالانه رودباد بیانگر افزایش تداوم رودباد جنب‌حاره در مناطق جنوب پاکستان و شمال هند و کاهش تداوم آن در جنوب مدیترانه می‌باشد. در دریای سرخ، عربستان، خلیج‌فارس، دریای عمان و کشورهای عربی جنوب خلیج‌فارس و همچنین ورودی چپ رودباد و دریای مدیترانه تغییرات نصف‌النهاری در طی زمان، انحراف محور رودباد به شمال را ممکن ساخته است. از طرفی بررسی روند پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که تداوم پشته مزبور بر روی منطقه از ابتدای دوره تاکنون روند افزایشی و معنی‌دار داشته است. با در نظرگیری

۱- گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
*۲- دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی سینوپتیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران (نویسنده مسئول). E-mail: beyranvandazar@ut.ac.ir
۳- دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی سینوپتیک، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.
٤- دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی (تغییر اقلیم)، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

این‌که الگوهای بزرگ مقیاس جوی ارتباط تنگاتنگی با آب‌وهوای سطح زمین دارند، تغییرات زمانی-مکانی آن‌ها می‌تواند سبب تغییر اقلیم گردد.

کلیدواژه‌ها: پرفشار جنب‌حاره، رودباد جنب‌حاره، خاورمیانه، تغییر اقلیم، رگرسیون خطی.

مقدمه

به نظر می‌رسد تغییر آب‌وهوا یکی از مهم‌ترین چالش‌هایی است که بشر در سال‌های آینده با آن روبرو خواهد شد. این پدیده می‌تواند به‌عنوان عامل تهدید عمده امنیت غذایی جهان به‌شمار آید، چرا که اثر قوی بر تولید غذا و دسترسی و توزیع آن دارد. در واقع تغییر اقلیم، تغییر معنی‌دار در متوسط داده‌های هواشناسی در طی یک دوره‌ی زمانی معین است که علل وقوع آن به عوامل کیهانی، زمینی و انسانی نسبت داده می‌شود (عزیزی، ۱۳۸۳: ۱۲۳). با توجه به موقعیت جغرافیایی کشور ایران و قرارگیری آن در معرض سامانه‌های اقلیمی حاره‌ای و برون‌حاره، اقلیم کشور در رابطه تنگاتنگی با این سامانه‌ها و جابجایی آن‌ها قرار دارد. بدین جهت در این مطالعه تلاش نموده‌ایم تا به بررسی چگونگی تغییرات و جابجایی دو سامانه وابسته و مهم پرفشار جنب‌حاره و رودباد بر روی ایران بپردازیم.

پرفشار جنب‌حاره، سامانه همدید پویشی (دینامیکی) بزرگی در مقیاس سیاره‌ای است. این سامانه به دلیل گرمایش پویشی (دینامیکی) و ایجاد پایداری با هوایی گرم، آفتابی و خشک همراه است. وردش‌های مکانی و تغییر شدت این سامانه و به تبع آن نابهنجاری در گردش‌های منطقه‌ای و جهانی، تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر وضعیت اقتصادی و اجتماعی مردم نواحی جنب‌حاره دارد (قائمی و همکاران، ۱۳۸٦: ۲۲۰). رودباد جنب‌حاره نیز بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی، نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر در ثانیه می‌باشد (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۹۱). هر هسته رودباد به دلیل اختلاف دما و سرعت باد زیاد، همراه با جو کژفشار است. موقعیت و جایگاه رودباد جنب‌حاره قادر است جابه‌جایی فصلی را نشان دهد، این جابجایی فصلی رودباد جنب‌حاره‌ای سبب استیلای متناوب رژیم‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای بر اقلیم ایران می‌گردد (علیجانی، ۱۳۷٤: ۲۷). لذا شناخت موقعیت قرارگیری این دو سامانه و همچنین وردایی آن‌ها در راستای دستیابی به شناخت تغییرات زمانی-مکانی سایر پدیده‌های جوّی مؤثر بر اقلیم کشور امری ضروری می‌باشد. شکل‌گیری و تداوم پرفشارجنب‌حاره و چگونگی رفتار و تغییرات آن، همچنین تأثیرگذاری رودبادها بر سایر پدیده‌ها توسط بسیاری از دانشمندان جهان و ایران مورد مطالعه قرار گرفته است. پرفشارهای جنب حاره از دیرباز مورد توجه هواشناسان و اقلیم‌شناسان بوده است. نظریه موجود در متون قدیمی در ارتباط با سازوکار شکل‌گیری پرفشار در مناطق جنب‌حاره را، نتیجه نزول دینامیکی هوا در جانب قطب سوی چرخه هدلی بیان می‌کند (سکلمن[5]، ۱۹۷۳: ۲۰۱-۱۹۷). در بعضی از متون قدیمی این مراکز به‌عنوان علت بلافصل نزول

5- Schulman

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

هوا و ایجاد خشکی در مناطق جنب حاره شناخته شده‌اند (حاره[۶]، ۱۹۸۳: ۱٤۹). از دیگر مطالعات انجام شده در زمینه پرفشارهای جنب حاره به‌ویژه بر روی غرب اقیانوس آرام و پرفشار جنوب آسیا، ضمن بررسی موقعیت و ساختار شکل‌گیری آن‌ها، بیش‌تر شدت و فراوانی این مراکز مورد توجه بوده است. از جمله این تحقیقات می‌توان از کارهای کریشنامورتی[۷] و همکاران (۱۹۳۷: ۲٤۹-۲۳٤)، وو و زانگ[۸] (۱۹۹۸: ۹۲۷-۹۱۳)، در ارتباط با اثرات فلات تبت، (رادول و هاسکینز[۹]، ۱۹۹٦: ۱٤۰٤-۱۳۸۵)، در ارتباط با اثر گردش موسمی آسیایی نام برد. در طی دهه‌های اخیر بسیاری از دانشمندان (از جمله یافته‌های زرین (۱۳۸٦: ۱۸۰-۱)، لیو[۱۰] و همکاران (۲۰۰۱: ۳۳۸-۳۲۷)، وو[۱۱] و همکاران (۵٦۰:۲۰۰٤)، مفیدی و زرین (۱۳۹۱: ۱۵-۹)، سازوکارهای مقیاس منطقه‌ای را، عاملی مؤثر بر رفتار و تقویت پرفشارهای جنب حاره می‌دانستند. پرزراکس و همکاران[۱۲] (۲۰۰٦: ۱۵۱-۱۳۹) در بررسی نقش تعامل بین رودباد قطبی و جنب‌حاره در یک مورد چرخندزایی تاوه بالای شرق مدیترانه، تلاش نمودند تا حالات همدیدی و فرآیندهای دینامیکی که منجر به چرخندزایی بالای مدیترانه شرقی در طول دوره سرد می‌شود را بررسی نمایند. همچنین زمان الحاق دو رودباد و افزایش ناپایداری در این هنگام را مورد توجه و بررسی قرار دادند. از سوی دیگر سیجر و همکاران[۱۳] (۲۰۰۵: ۱۵۲۷-۱۵۰۱) استرانگ و دیویس[۱٤] (۲۰۰۷: ۲۱۱۵-۲۱۰۹)، آرچر و کالدرا[۱۵] (۲۰۰۸: ٦-۱) و هودسن[۱٦] (۲۰۱۲: ۷۸۰۸-۷۷۹۷) نیز به روندیابی رودباد پرداخته‌اند. هدف از انجام این پژوهش بررسی تغییرات زمانی–مکانی دو سامانه رودباد و پرفشار جنب‌حاره در محدوده اقلیمی ایران، برای توجیه تغییرات اقلیمی این سرزمین می‌باشد. بازه زمانی مورد استفاده در این پژوهش فروردین ۱۳۳۰ تا اسفند ۱۳۸۹ بوده است. تغییرات مکانی دو پدیده رودباد و پرفشار جنب‌حاره در محدوده عرض جغرافیایی ° ۰ تا ° ۸۰ شمالی و طول جغرافیایی ° ۱۰ درجه غربی تا ° ۱۲۰ درجه مورد سنجش قرار گرفته است.

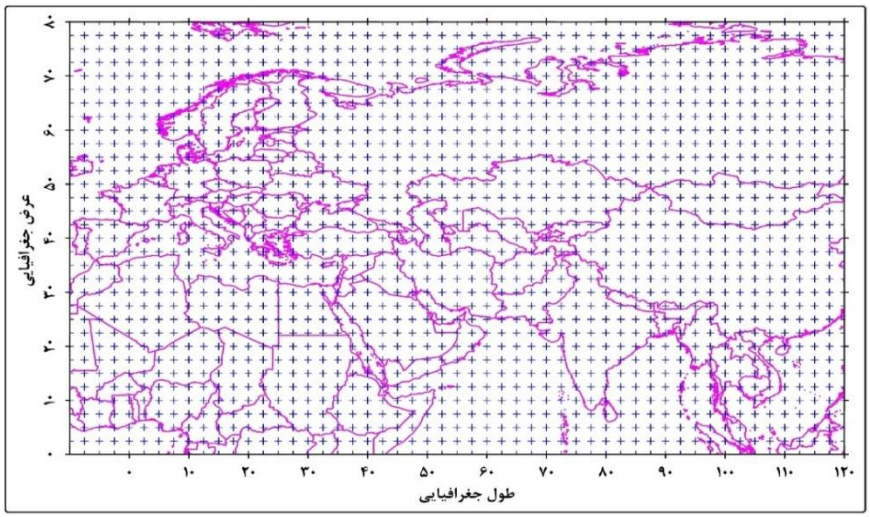
مواد و روش‌ها

در این تحقیق به منظور بررسی وضعیت پشته پرفشار جنب‌حاره و تعیین موقعیت آن، از داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد برای یک دوره ۵۲ ساله (۱۳٤۰ تا ۱۳۹۱ شمسی) و همچنین جهت دستیابی به وضعیت سرعت رودباد طی یک دوره‌ی ۵۹ ساله (فروردین ۱۳۳۰ تا اسفند ۱۳۸۹) از داده‌های مربوط به مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد استفاده شد، بدین جهت میانگین روزانه سرعت در چهار سطح ارتفاعی ۲۰۰، ۳۰۰،

6- Hare
7- Krishnamurti
8- Wu and Zhang
9- Rod well and Hoskins
10- liu et al
11- Wu et al
12 -Prezerakos et al
13- Seager et al
14 -Strong and Davis
15 -Archer and Caldeira
16 -Hudson

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استخراج گردید. این داده‌ها از مرکز پیش‌بینی محیطی مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات‌متحده امریکا (NCEP/NCAR) تهیه شده است. (شکل ۱) تعداد یاخته‌هایی که منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرند نمایش داده شده است.



شکل ۱: محدوده مورد بررسی با ۱۷۴۹ یاخته به تفکیک ۲/۵×۲/۵ درجه

برای آن‌که موقعیت خط پشته پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران مشخص شود ارتفاع ترازهای مختلف جو در هر روز و برای ساعت ۱۲ بررسی شد. به‌منظور کشف خط پشته پرفشار جنب‌حاره و موقعیت مکانی آن شرایط زیر در نظر گرفته شد:

خط پشته پرفشار جنب‌حاره معمولاً در جایی رخ می‌دهد که مؤلفه مداری باد مثبت (U>0)؛ یعنی باد شرق‌سو باشد. شرط دوم در تعیین مرز پشته پرفشار جنب حاره این است که تغییرات مولفه مداری باد در جهت نصف النهاری مثبت ($\frac{\partial u}{\partial y} > 0$)باشد. شرط دیگر این‌که با توجه به ویژگی مرکز واچرخند جنب‌حاره، مقادیر منفی تاوایی نسبی ($\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} < 0$) در مرکز با بیشینه گردش واچرخندی رخ دهد (قائمی و همکاران، ۱۳۸٦: ۲۲٤). شرط چهارم این است که مرز شمالی پشته پرفشار در جایی مشخص می‌شود که تغییرات واگرایی ژئوپتانسیل در امتداد نصف‌النهاری منفی باشد. برای دستیابی به این شرط ابتدا واگرایی ژئوپتانسیل واچرخند جنب‌حاره‌ای برای هر یک از سطوح مورد مطالعه به شکل $dhgt = \frac{\partial hgt}{\partial x} - \frac{\partial hgt}{\partial y}$ در جهت شیو نصف‌النهاری محاسبه شد. سپس شاخص پشته پرفشار جنب‌حاره در جایی تعیین شد که مقدار واگرایی ژئوپتانسیل، بر روی خط پشته منفی باشد($\frac{\partial hgt}{\partial y} < 0$).

به منظور بررسی الگوی تغییرات ارتفاع پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران در سه تراز مورد مطالعه (۷۰۰،٦۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال)، روند سالانه داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی که از قبل در محیط نرم‌افزار Grads استخراج شده بود محاسبه شد. در ادامه به‌منظور به الگو درآوردن تغییرات در سری‌های

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

زمانی سالانه رودباد به بررسی و تحلیل روند آن‌ها پرداخته شده است. در راستای بررسی روند در رودباد دو فرآیند سپری شد؛ پس از محاسبه روند سرعت در فرآیندی جداگانه با هدف دست‌یابی به روند محور رودباد، روند مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری رودباد مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا رابطه هر مؤلفه (تنها یک متغیر) با زمان (t) برای تحلیل روند در معرض توجه قرار گرفت. برای محاسبه روند از رگرسیون خطی ساده بهره گرفته شده است. در این روش معادله برازش خط به‌صورت رابطه ۱ است:

رابطه (۱) $\hat{y}_i = a + bt_i$

در این رابطه $\hat{y}$ مختصات خط به ازای t های مختلف است. جزء $a + bt_i$ در این معادله به‌عنوان مؤلفه قطعی موسوم است که در آن a عرض از مبداء و b شیب خط حاصل از معادله است (عساکره، ۱۳۸٦: ۲۵-۳). برای محاسبه ضرایب رگرسیونی (a ,b) در این پژوهش، از روش کم‌ترین مربعات خطا (LSE) بهره گرفته شده است؛ که محاسبه شیب خط از طریق رابطه ۲ و عرض از مبداء از رابطه ۳ انجام گرفته است (همان، ۲۲۲).

رابطه (۱)
$$b = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}$$

رابطه (۲) $a = \bar{y} - b\bar{x}$

سپس آزمون معنی‌داری ضرایب را بر روی این فراسنج‌ها انجام دادیم. برآورد شیب خط (b) نماینده میانگین شیب خط و انحراف استاندارد شیب خط (SE (b)) نیز بر اساس پراش مانده‌ها ($MSD = \frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}{n-2}$) به روش زیر قابل حصول است:

رابطه (٤) $SE(b) = \sqrt{\frac{MSD}{\sum_{i=1}^{n}(t_i - \bar{t})^2}}$

می‌توان آزمون فرض صفر مبتنی بر برابری ضریب شیب خط جامعه (β) با صفر را به‌صورت $H_0 : \beta = 0$ در مقابل $H_1 : \beta \neq 0$ استفاده از آماره t به شرح زیر انجام داد:

رابطه (۵) $t_o = \frac{b}{SE(b)}$

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

قدر مطلق t_o با $t_{(n-2,\alpha/2)}$ از جدول t با n-2 درجه آزادی قابل مقایسه است. در صورتی که قدرمطلق t_o بزرگ‌تر از t جدول (t_c) با n-2 درجه آزادی و در سطح معنی‌داری α باشد ($|t_o| > t_{(n-2,\alpha/2)}$)، شواهد کافی برای پذیرش فرض صفر وجود نخواهد داشت (عساکره، ۱۳۹۰: ٤٥٤).

نهایتاً با توجه به حالات مختلف مؤلفه مداری و نصف‌النهاری نسبت به هم، برای نتایج حاصل از روند آن‌ها چهار حالت، مطابق (جدول ۱)، مورد تفکیک قرار گرفت.

جدول ۱- حالات و نتایج مختلف روند مؤلفه مداری و نصف‌النهاری

حالت	معنی‌داری	نتایج
روند مؤلفه مداری مثبت و روند مؤلفه نصف‌النهاری مثبت	روند مؤلفه مداری معنی‌دار و روند مؤلفه نصف‌النهاری معنی‌دار	عدم تغییر جت، افزایش سرعت.
روند مؤلفه مداری مثبت و روند مؤلفه نصف‌النهاری منفی	روند مؤلفه مداری معنی‌دار و روند مؤلفه نصف‌النهاری فاقد معنی‌داری	افزایش جریانات شرق‌سو.
روند مؤلفه مداری منفی و روند مؤلفه نصف‌النهاری مثبت	روند مؤلفه مداری فاقد معنی‌داری و روند مؤلفه نصف‌النهاری معنی‌دار	افزایش جریانات شمال‌سو.
روند مؤلفه مداری منفی و روند مؤلفه نصف‌النهاری منفی	روند مؤلفه مداری فاقد معنی‌داری و روند مؤلفه نصف‌النهاری فاقد معنی‌داری	عدم تغییر جت، کاهش سرعت.

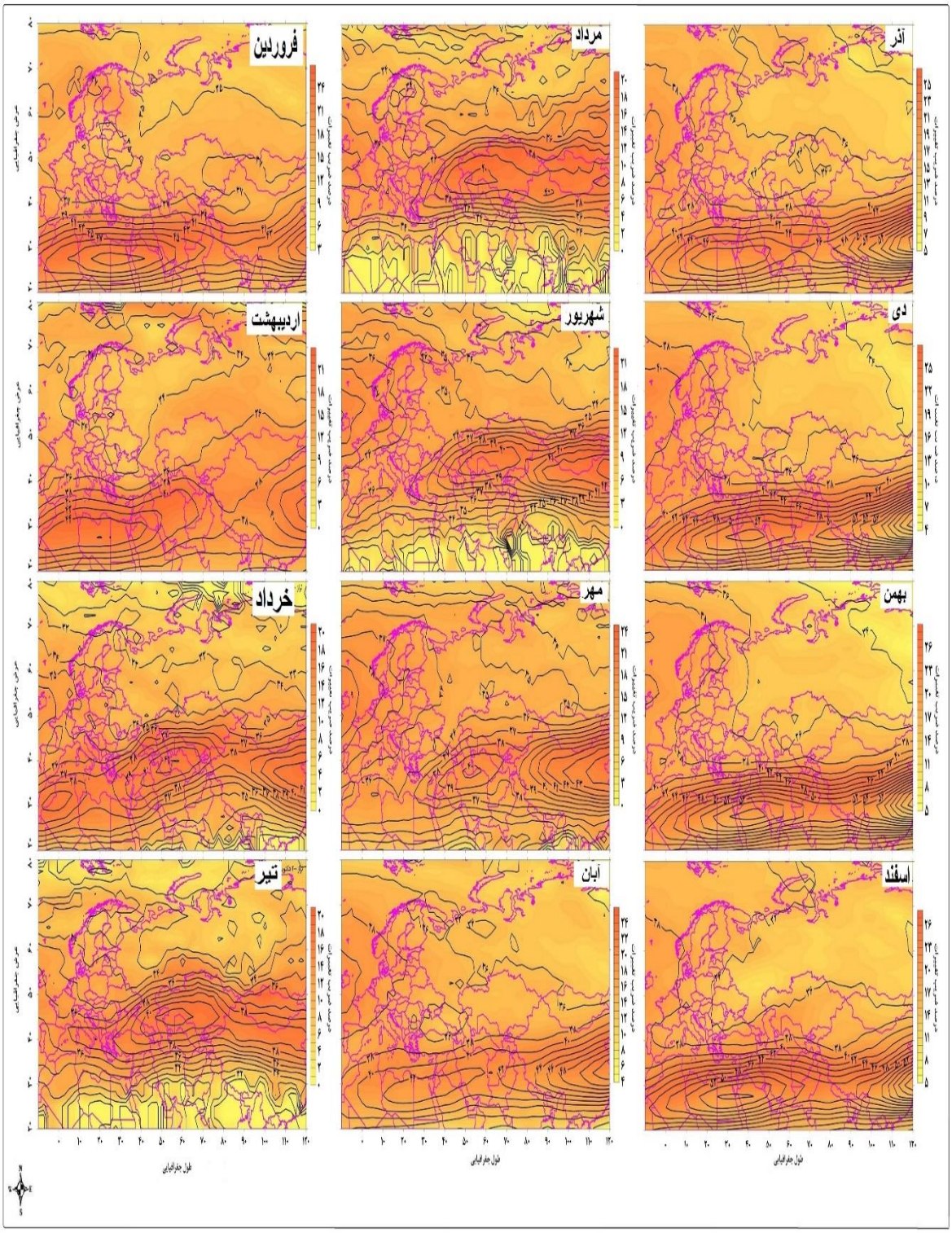
تمام محاسبات مربوطه در محیط نرم‌افزار MATLAB صورت پذیرفت و نقشه‌های مربوط به توزیع مکانی روند پرفشار و رودباد جنب‌حاره با استفاده از نرم‌افزار SURFER ترسیم گردید.

یافته‌ها و بحث

به‌منظور ایجاد تصویری اولیه از رودباد، میانگین سرعت این سامانه در تمام ماه‌ها بر فراز ایران، برای بالاترین تراز رخداد آن (تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال) در (شکل ۲) آورده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشینه سرعت‌های رودباد بر فراز ایران مربوط به فصل زمستان و پاییز و کمینه آن مربوط به دوماه تیر و مرداد بوده است. بررسی‌ها نشان داد که وجود هسته رودباد جنب‌حاره بر روی ایران سبب‌ساز بیشینه سرعت در ماه‌های سرد سال (به‌ترتیب: بهمن، آذر، اسفند، دی و آبان) بوده است. در ماه‌های سرد سال رودباد جنب‌حاره متأثر از جابجایی جنوب‌سوی تاوه قطبی، در عرض‌های پایین‌تری نسبت به سایر ماه‌ها قرار می‌گیرد که این جابجایی باعث اختلاف دمای مناطق حاره و جنب‌حاره و تشدید سرعت باد می‌گردد. از طرفی تضعیف این سامانه (تاوه قطبی) در فصل گرم سال امکان پیشروی رودباد جنب حاره به عرض‌های شمالی‌تر را فراهم می‌کند که پیامد آن کاهش سرعت رودباد ناشی از کاهش اختلاف حراراتی در نیمکره شمالی می‌باشد. شاخص‌های همدید ابزارهای ساده‌ای هستند که برای دستیابی به جوهره گردش‌های کلان جوی در مقیاس‌های زمانی مختلف از روزانه تا ده ساله و بلندتر ازآن به کار می‌آیند

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

(یارنال،۱۹۹۳؛ برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵: ۲۱۸)؛ براین اساس ابتدا به آشکارسازی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره و تعیین شاخص ارتفاعی این پرفشار بر روی ایران در هر ماه پرداخته شد.



شکل ۲: پراکندگی مکانی متوسط ماهانه رودباد جنب‌حاره و میزان ضریب تغییرات آن در منطقه مورد مطالعه در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

به‌منظور ارزیابی نحوه انتقال پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران با عنایت به شرایط چهارگانه (محل رخداد خط پشته) میانگین سالانه مرز شمالی ارتفاع ژئوپتانسیل به‌عنوان شاخص خط پشته پرفشار جنب‌حاره در ترازهای میانی و فوقانی روی نقشه محاسبه شد.

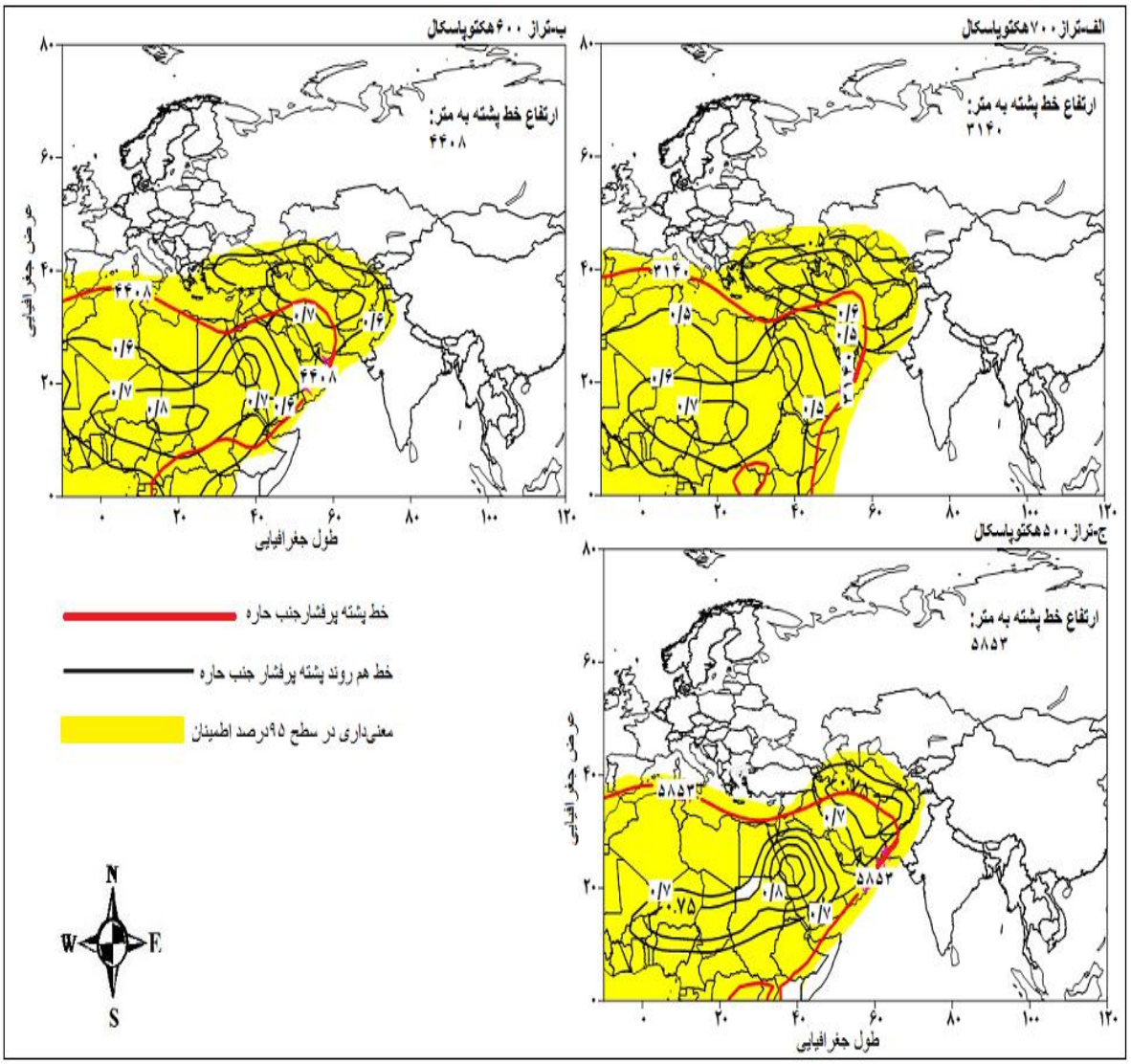
در این بررسی با ردیابی تغییرات ماه به ماه مرز شمالی پشته پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران، مشخص شد که در ماه‌های سرد سال پرفشار جنب‌حاره به شکل محور غربی–شرقی و در امتداد مدارات در عرض‌های جنوب ایران جای می‌گیرد. این شرایط تا اواخر فصل بهار تغییر می‌کند و با جهش نصف‌النهاری، خط پشته بر روی محدوده اقلیمی ایران رویت می‌شود؛ بنابراین سه تراز در دسترس که حاکمیت پشته (مرز شمالی) در آن قابل تشخیص و نیز داده‌های آن در دسترس است، ترازهای ۷۰۰، ٦۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

موقعیت پشته بر روی ایران در هر سه تراز فوق همان‌طوری که (شکل ۲) نشان می‌دهد، در بین عرض ۲۰ تا ٤۰ درجه شمالی قرار دارد. متوسط سالانه ارتفاع مرز شمالی پشته در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال خطوط هم‌ارتفاع ۳۱٤۰ ژئوپتانسیل متر و برای دو تراز ٦۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌ترتیب ٤٤۰۸ و ۵۸۵۳ ژئوپتانسیل متر به‌عنوان شاخص پشته می‌باشد.

(شکل ۳) (الف تا ج) تحلیل روند ارتفاع پشته پرفشار جنب‌حاره را برای هر نقطه طی دوره آماری مورد مطالعه (۱۸۹۹۳ روز)، در مقیاس سالانه (خطوط هم روند تیره‌رنگ) با احراز میزان معنی‌داری آن (طیف رنگ زرد) نشان می‌دهد.

همان‌گونه که ملاحظه می‌شود روند تغییرات پشته پرفشار جنب‌حاره در سه تراز ۵۰۰، ٦۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال مثبت و معنی‌دار بوده است. در مقایسه سه تراز مذکور شدت روند در تراز ٦۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با خط هم‌روند ۰/۸ متر در سال، در شرایط مشابه‌ای بر روی مرکز پرفشار جنب‌حاره طی دوره دیده می‌شود. این خطوط در مرکز افریقا و حواشی غرب عربستان جای گرفته‌اند. بر روی ایران نیز بالاترین روند تغییرات پشته، خط هم روند ۰/۷ متر در سال می‌باشد که تمرکز آن در نواحی غرب و شمال‌غرب بیش‌تر بوده است. روند پشته پرفشار جنب‌حاره در مناطق شرق کشور نیز مثبت و معنی‌دار بوده است اما با توجه به شیب خط روند به نظر می‌رسد، تغییر کم‌تری در این مناطق را نشان می‌دهد. (شکل ۲ (الف)) الگوی تغییرات روند این پرفشار را در مقیاس سالانه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (تراز زیرین پشته پرفشار جنب حاره) بر روی ایران نشان می‌دهد. بر این اساس تغییرات سالیانه پشته پرفشار از سمت جنوب‌غرب که محل ورود سامانه مذکور به ایران نیز می‌باشد افزایش یافته و با پیشروی آن به سمت نواحی مرکزی شدت آن فزونی یافته است. در این تراز خط هم‌روند ۰/٦ متر در سال بخش گسترده‌ای از کشور را پوشش می‌دهد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

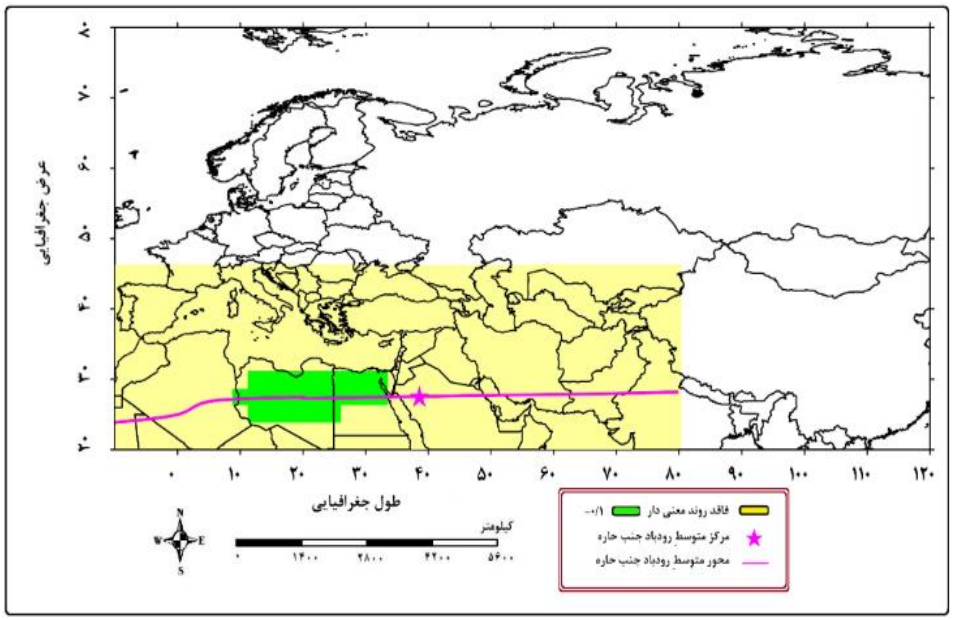


شکل ۳: توزیع مکانی روند سالانه پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰،۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

در متون قدیم عامل هدایت رودبادها، سیستم‌های آب و هوایی بود (هودسن، ۲۰۱۲: ۷۷۹۷)؛ اما در این بررسی مشخص شد، حرکات قطب‌سو در هر دو نیمکره، تغییرات معنی‌داری در موقعیت رودباد جنب حاره را روش ساخته است که می‌تواند به هدایت معنی‌دار در الگوهای آب‌وهوایی جهان منجر شود.

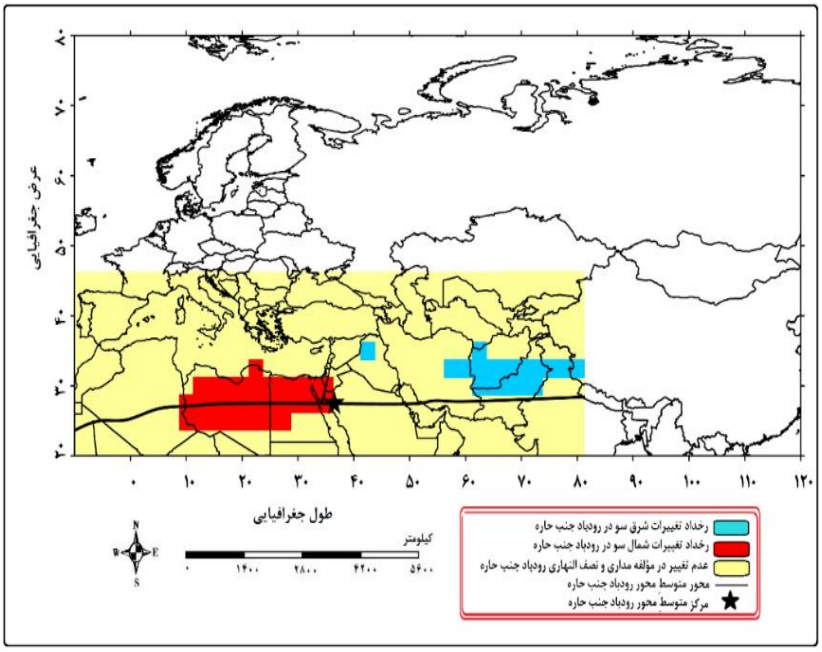
بررسی روند سرعت رودباد در سطوح مختلف بیانگر این واقعیت است که تنها در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال معنی‌داری در روند (۶/۱ درصد پهنه) مشاهده گردیده است. چنانچه در (شکل ٤) ، مشاهده می‌گردد در ورودی راست و چپ هسته روند ۰/۱- بوده است. به‌طور متوسط در دوره مورد مطالعه ٦ متر بر ثانیه از سرعت در این منطقه کاسته شده است. بر فراز کشور تغییری مشاهده نگردید.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]



شکل ٤: توزیع مکانی روند سالانه سرعت رودباد جنب‌حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

همچنین تحلیل روند مؤلفه مداری و نصف‌النهاری سرعت باد در مقیاس سالانه، تنها در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال دارای معنی‌داری بود. چنانچه در (شکل ۵) قابل مشاهده است در ورودی راست و چپ رودباد و همچنین خروجی چپ آن روند دارای معنی‌دار بوده است. به عبارتی در ورودی رودباد (٥/٤ درصد از پهنه) تغییرات شمال‌سو بوده است. در حالی‌که در خروجی چپ رودباد در نواحی شرق ایران، پاکستان و افغانستان تغییرات شرق‌سو را تجربه نموده است.



شکل ٥: توزیع مکانی روند سالانه محور رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

نتیجه‌گیری

وقوع رودباد جنب‌حاره و پیامد حاصل از آن یعنی سامانه پرفشار جنب‌حاره، در عرض خاصی به مثابه مرزی عمل می‌کند که به نوعی سبب تفکیک دو نوع آب‌وهوا در شمال و جنوب می‌گردد، مناطق شمالی که قادر به دریافت هوای عرض‌های میانی می‌باشند شرایط متفاوتی را نسبت به مناطق جنوبی که متأثر از هوای حاره هستند، تجربه خواهند نمود. موقعیت جغرافیایی ایران سبب شده است تا تأثیر سامانه‌های حاره و برون‌حاره، چهار فصل را در آن رقم بزند. تغییر در جابجایی‌های سالانه سامانه‌های مختلف در طی زمان تنوع مکانی-زمانی آب‌وهوای کشور را در پی دارد.

طبق تحقیقات پیشین تغییرات زمانی-مکانی پشته پرفشار جنب حاره مهم‌ترین عامل، در تعیین فصول ایران می‌باشد. با آشکار سازی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران مشخص شد که موقعیت مرز شمالی پشته به شکل پشته، در تراز ٤٠٠ هکتوپاسکال و بالاتر و نیز ۸۵۰ هکتوپاسکال و پایین‌تر قابل رؤیت نیست.
یافته‌ها نشان داد سرعت و چگونگی محور رخداد سرعت رودباد از نظر مداری، نصف‌النهاری و ارتفاع وقوع آن در تحلیل سایر سامانه‌های اقلیمی نقش بسزایی دارد. کوتاه بودن فصل سرد در جنوب کشور و محدود بودن نزولات جوی آن در مقایسه با شمال‌غرب کشور، نشان از تغییر در تأثیرگذاری این سامانه دارد. تغییری که تدریجی بودن آن باعث شده تا نمودی عادی بیابد.
نتایج بررسی روند پرفشار جنب‌حاره در این مطالعه نشان می‌دهد که شدت و فعالیت آن بر روی ایران به‌ویژه در بخش‌های غرب و شمال‌غرب فزونی یافته است. تغییر در روند سرعت و محور رودباد جنب‌حاره نیز بیانگر تغییر اقلیم منطقه در آینده نزدیک می‌باشد. افزایش تغییرات شمال‌سو در رودباد جنب‌حاره سبب خواهد شد تا کشور به میزان بیش‌تری از این سامانه متأثر گردد. از سویی وجود تغییرات نصف-النهاری رودباد و پرفشار جنب حاره در فصل بهار قادر است به‌ترتیب به تقویت پدیده‌های مهم نظیر بارش‌های سنگین و گردوغبارهای شدید، در بخش‌های غرب و شمال‌غرب کشور کمک نماید. ضمن این‌که مسیر هسته رودباد جنب‌حاره به گونه‌ای است که قادر به انتقال رطوبت (از دریایی مدیترانه و دریایی سرخ) و گرد وغبار (از منابع غبار در شمال آفریقا، عربستان و عراق) می‌باشد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

منابع

- زرین، آ (۱۳۸٦)، «تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران»، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۸۰-۱.

- علیجانی، ب (۱۳۷٤)، «***آب‌وهوای ایران***»، تهران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور.

- عزیزی، ق (۱۳۸۳)، «***تغییر اقلیم***»، تهران، نشر قومس.

- عساکره، ح (۱۳۸٦)، «کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای تبریز»، ***تحقیقات‌جغرافیایی***، شماره ۸۷، صص ۲۵-۳.

- عساکره، ح (۱۳۹۰)، «***مبانی اقلیم‌شناسی آماری***»، انتشارات دانشگاه زنجان.

- قائمی، ه؛ زرین، آ؛ آزادی، م؛ فرج زاده، م (۱۳۸٦)، «تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا»، ***فصلنامه مدرس علوم انسانی***، شماره ۱، صص ۲۲۸-۲۲۳.

- کاویانی، م؛ علیجانی، ب (۱۳۸۵)، «***مبانی آب‌وهواشناسی***»، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها، تهران.

- مفیدی، ع؛ زرین، آ (۱۳۹۱)، «بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا»، ***نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی***، شماره ۲۸، صص ۱۵-۹.

- یارنال، ب؛ برگردان مسعودیان، ا (۱۳۸۵)، «***اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی***»، انتشارات دانشگاه اصفهان.

- Archer, C. L., Caldeira, K., (2008), "Historical trends in the jet Streams", ***Geophysics. Res. Letts***, 35: 1-6.

- Hare, F. K., (1983), Climate and Desertification, ***WMO***, 149pp.

- Hudson, D., (2012)," Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010", ***Atmos. Chem. Phys***, 12: 7797–7808.

- Krishnamurti, T. N., Daggupaty, S. M., Fein, J., Kanamitsu, M., Lee, J. D., (1937), "Tibetan High and upper tropospheric tropical circulations during northern summer", ***Bulletin of the American Meteorological Society***, 54: 234-249.

- Liu, Y. M., Wu, G. X., Liu, H., Liu, P., (2001), "Condensation heating of Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere", ***Climate Dynamics***, 17: 327-338.

- Prezerakos. N. G., Flocas, H. A., Brikas, D., (2006), "The role of the subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean interaction between polar" ***Meteorology Atmospheric Physics***, 92: 139–151.

-Rodwell, M. J., Hoskins, B. J., (1996), "Monsoons and the dynamics of deserts", ***Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society***, 122: 1385-1404.

- Schulman, L. L., (1937), "on the summer hemisphere Hadley cell", ***Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society***, 99: 197-201.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

- Seager. R, N., Harnik, W. A., Robinson, Y., Kushner, M., Ting, H. P., Huang, J., Velez, (2005), "Mechanisms of ENSO-forcing of Hemispherically Symmetric Precipitation Variability", ***Q. J. R. Meteorol. Soc***, 131: 1501–1527.
- Strong, C., Davis, R. E., (2007), "winter jet stream trends over the Northern Hemisphere ", ***Q. J. R. Meteorol. Soc***, 133: 2109–2115.
- Wu, G. X., Zhang, Y. S., (1998), "Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea", ***Monthly Weather Review***, 126: 913-927.
- Wu, G. X., Liu, Y., Liu, P., (2004), "Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone", East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia)", Past Clobal Changes, World Scientific Publishing Company, 560.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]