شناسایی تنوع آرایش جوی در ورد سپهر میانی و اندرکنش الگوهای همدید موثر بر ایران

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۱۲/۱ پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۶/۲۲
صفحات: ۱۵۶-۱۳۱

امیرحسین حلبیان: استادیار، عضو هیات علمی دانشگاه پیام نور[۱]
Email: halabian_a@yahoo.com

چکیده

در این پژوهش، آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت۱۲GMT پایگاه داده(NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز از اول ژانویه سال ۱۹۵۱(یازدهم دی‌ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی‌ماه ۱۳۸۴) بررسی گردید. ابتدا برای تحلیل آرایش فضایی و نحوه تعامل این الگوها، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت۱۲GMT برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه گردید. آنگاه، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» بر روی این مقادیر انجام گرفت. بر پایه این تحلیل آشکار گردید که پنج آرایش گردشی در قالب دوره‌های سرد، گذار و گرم در نیمکره شمالی قابل تشخیص است. آرایش گردشی دوره سرد سال در مجموع، تضعیف حداکثری پرفشار جنب حاره و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای را بر ایران آشکار می‌سازد. آرایش گردشی دوره گرم سال نیز اوج کنش پرفشار جنب حاره و حاکمیت این سامانه را بر ایران نشان می‌دهد.

کلید واژگان: آرایش گردشی، پرفشار جنب حاره، بادهای غربی، فرود مدیترانه، ارتفاع ژئوپتانسیل،

مقدمه

اساساً، اقلیم هر قلمرو متاثر از سامانه‌هایی است که در مقیاس کلان نقش آفرینی می‌کنند. ایران با توجه به موقعیت عرض جغرافیایی که در آن واقع شده است؛ عمدتاً به عنوان یک منطقه گذار برای دو سامانه

---

[۱]. نویسنده مسئول: آدرس: اصفهان، خیابان سپهسالار، نبش چهارراه مسرور، مجتمع مسکونی مهر، طبقه سوم.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جوی کلان مقیاس از عناصر گردش عمومی هواسپهر محسوب می‌گردد. این سرزمین در طول سال دو بار به تناوب در معرض گسترش پرفشار جنب و حاره جریان‌های غربی قرار می‌گیرد. میزان و زمان جابجایی این دو سامانه، تعیین‌کننده اصلی دوره‌های خشک و مرطوب ایران به حساب می‌آید. در واقع، در دوره گرم سال زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره بر روی ایران استقرار می‌یابد که عملکرد آن سبب حاکمیت هوایی گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود. در دوره سرد سال با پسروی رودباد جنب حاره از منطقه خاورمیانه، بادهای غربی ضمن ورود به این منطقه، سامانه‌های ناپایدار را به ایران وارد می‌کنند و به همراهی جبهه مدیترانه‌ای ایران را عرصه فعالیت اغتشاشات جوی می‌سازند (مسعودیان و کاویانی: ص ۲۵).

هاریس و همکاران[1] (۱۹۶۲: ص ۱۴۹-۱۳۶) تغییرات روزانه باد، فشار و دما در وردسپهر و پوش‌سپهر را بر روی آزور برای هر ماه از سال در ۳۰ تراز از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار دادند. به نظر آنها، تغییرات روزانه دما که به دلیل تغییرات ارتفاعی در پوش‌سپهر رخ داده است؛ در مجموع با نتایجی که به کمک نظریه تابش بدست آمده (وقوع بیشینه دما در حوالی ظهر و یا چند ساعت پس از آن) همخوانی دارد. پریزراکوس[2] (۱۹۸۴: ص ۲۲۷-۲۱۷) با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم‌ضخامت و نقشه‌های نابهنجاری آنها، گسترش پرفشار آزور را به سمت منطقه بالکان و یونان مورد بررسی قرار داد. به نظر وی، گسترش این پرفشار عمدتاً مرهون وزش تاوایی نسبی منفی (به عنوان یکی از عوامل ایجاد واچرخند آزور) به طرف بالکان به سبب وجود یک فراز نسبتاً بزرگ بوده است. هارمان[3] (۱۹۹۱) به صورت دستی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در تلاقی‌های ۵ درجه‌ای از روی نقشه‌های روزانه ساعت ۱۲GMT در دوره ۸۷-۱۹۴۶ استخراج و به صورت میانگین‌های ماهانه ترسیم نمود. حجازی زاده(۱۳۷۲: ص ۲۶۰-۲۵۵) با بررسی نوسان‌های پرفشار جنب حاره و تأثیر آن در تغییر فصل ایران، نتیجه گرفته است که نوسان‌های دو مؤلفه پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی منجر به تغییر فصل بر روی ایران و در نهایت آغاز بارندگی در ماه سپتامبر یا اکتبر می‌شود. کورت و دیگران[4] (۱۹۹۵: ص ۵۰-۱۱۳۵) در پژوهشی با عنوان رژیم‌های چرخش بزرگ اقلیم و ناهنجاری‌های سطحی در مدیترانه نتیجه‌گیری کرده‌اند که تحلیل استاندارد همبستگی ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند روش مناسبی برای ارزیابی ناهنجاری‌ها باشد. گالامبوسی و همکاران[5] (۱۹۹۶: ص ۴۷-۴۰) در پژوهشی تحت عنوان ارزیابی و تحلیل الگوهای گردشی روزانه ارتفاع

[1] .Harris et al
[2] .Prezerakos
[3] .Harman
[4].Corte et al
[5].Galambosi et al

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر فراز جنوب‌غربی آمریکا با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی(PCA) و تحلیل خوشه‌ای در هر فصل ۸ تا ۹ تیپ هـوا را برای منطقه مورد مطالعه شناسایی نمـوده‌اند.

اوزلکان و همکاران[1] (۱۹۹۸: ص ۱۴۲-۱۲۷) به طبقه‌بندی چند منظوره فازی از الگوهای بزرگ مقیاس گردش جوی جهت مدل‌سازی بارش پرداخته‌اند. در این پژوهش، داده‌های روزانه ۴۲ ساله ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به مقیاس فازی تبدیل شد و پنج حالت مختلف شکل گرفت. سپس، تیپ‌های الگوهای جوی به طور نسبی در فصول مختلف سال تعیین و برای هر یک، شماره طبقه و آستانه مشخص گردید. در تحلیل حساسیت نیز حالت‌های پنج‌گانه به‌دست آمده از تحلیل فازی به صورت فصلی مورد مقایسه قرار گرفت.

کاتسولیس و همکاران[2](۱۹۹۸: ص ۵۹-۵۱) با بررسی الگوهای واچرخندی ماهانه در جنوب اروپا و ناحیه مدیترانه دریافتند که پراکندگی مراکز واچرخندی بر روی بخش‌های غربی ناحیه مطالعاتی در تمام طول سال متأثر از جابجایی فصلی واچرخند آزور است. حبیبی(۱۳۷۷: ۶۶-۴۸) ضمن بررسی و شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند؛ اظهار می‌دارد که ایران با قرار گرفتن در بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۰ درجهٔ شمالی تحت تأثیر پرفشار جنب حاره است و حرکت محور این سامانه پرفشار به وضعیت و نحوه قرار گرفتن تاوه قطبی در وردسپهر فوقانی و محور رودباد بستگی دارد. خوش‌اخلاق(۱۳۷۷: ص ۱۶۸-۱۶۲) با تعیین فراوانی‌های مربوط به خشکسالی‌های فراگیر ایران نتیجه گرفته است که تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره، بارندگی بخش‌های جنوبی کشور را نسبت به بخش‌های شمالی و غربی به طور محسوسی کاهش می‌دهد. ویبیگ[3](۱۹۹۹: ص ۶۶-۴۸) با انجام تحلیل مؤلفهٔ اصلی بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز۵۰۰ هکتوپاسکال پنج تیپ گردشی را برای اروپا ترسیم نمود.

هوث[4] (۲۰۰۰، ص ۱۸-۱) یک روش طبقه‌بندی برای الگوهای گردشی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بهره‌گیری از روش(PCA) ارائه نمود. از جمله مزایای این طبقه‌بندی، یکی امکان مقایسه گروه‌های با داده‌های روزانه پایه متفاوت و دیگری انجام تحلیل بر روی حجم زیاد داده‌های روزانه می‌باشد. همچنین به کمک این طبقه‌بندی می‌توان واکنش‌های تغییرات اقلیمی را مورد مطالعه قرار داد. داده‌های این پژوهش از پایگاه NCAR با تفکیک مکانی ۵×۵ درجه گرفته شده است.

---

1. Ozelkan et al
2. Katsoulis et al
3. Wibig
6. Huth

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

لیتمن[1](۲۰۰۰: ص ۱۷۱-۱۶۱) بـا بهره‌گیری از روش تحلیل خوشه‌ای، داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را پردازش و طبقه بندی کرده است. از نتایج قابل توجه در این پژوهش، شناسایی ۲۰ تیپ هوای مختلف می‌باشد. علیجانی(۱۳۸۰: ص ۵۰-۲۱) تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران را به کمک داده‌های پایگاه NCEP/NCAR و با استفاده از روش تحلیل عاملی با ماتریس همبستگی آرایه S و چرخش عمودی[2] مورد مطالعه قرار داده است. نتایج این تحقیق نشان داد که داده‌های بازسازی شده NCEP از دقت و صحت بالایی برخوردارند و برای مطالعه پراکندگی فشار ایران مناسب هستند. همچنین علیجانی(۱۳۸۱: ص ۲۹-۷) با مطالعه همدید الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، نتیجه گرفته است که در دوره سرد سال، بادهای غربی قوی‌تر بوده و تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند؛ اما در دوره گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به جای آنها پرفشار جنب حاره‌ای آزور گسترش می‌یابد که جابجایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره می‌باشد.

اسپانوس و همکاران[3] (۲۰۰۳: ص ۱۷۸-۱۶۷) در پژوهشی پیرامون اقلیم‌شناسی همدید کم‌فشارهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز و شرق ناحیه مدیترانه در خلال دوره‌های گرم و خشک سال، داده‌های پایگاه NCEP/NCAR را برای دوره ۱۶ آوریل تا ۱۵ اکتبر به مدت ۴۰ سال مورد بررسی و تحلیل قرار دادند. این داده‌ها مربوط به ساعات صفر، ۶، ۱۲ و ۱۸ UTC با تفکیک مکانی ۲/۵× ۲/۵ درجه می‌باشد. بر اساس یافته‌های این پژوهشگران، فراوانی رخداد چرخندی در تمام ناحیه یک تغییرپذیری سالانه بدون روند معنی‌دار را نشان می‌دهد. همچنین سه مرکز فعالیت اولیه؛ یعنی ترکیه، دریای سیاه و جنوا[4] به عنوان کانون‌های حداکثر فراوانی وقوع تعیین شدند. مرکز ترکیه اگرچه بیشترین فراوانی را در میان سه مرکز یاد شده دارد؛ اما شامل کم‌فشارهای کم‌عمق می‌باشد؛ در حالی که مرکز دریای سیاه که از لحاظ فراوانی در رتبه دوم قرار گرفته؛ شامل کم‌فشارهای عمیق‌تری است. مرکز جنوا که از نظر فراوانی در مرتبه سوم قرار دارد بیشترین تغییرپذیری را در میان کم‌فشارهای مورد بررسی از لحاظ شدت دارد.

سانتوز و همکاران[5] (۲۰۰۵: ص ۵۰-۳۳) با بهره‌گیری از روی خوشه بندی غیرسلسله مراتبی یا ناپایگانی(K میانگین)، رژیم‌های هوایی موثر بر پرتغال را مورد بررسی قرار دادند. بر اساس یافته‌های این پژوهش، پنج رژیم هوایی NAO+،NAO-،W،C و E از یکدیگر متمایز گردیدند. در این بین ویژگی عمده

[1] . Littmann
[2]. Varimax rotation
[3]. Spanos et al
[4]. Genoa
[5]. Santos et al

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

رژیم NAO_+ تشدید پرفشار آزور است که با گسترش بر روی شبه جزیره ایبری عموماً شرایط اقلیمی خشک را به دنبال می‌آورد.

تیسویلی و زنگویل[1](۲۰۰۵: ص ۲۰۱۵-۱۹۹۷) به تحلیل اقلیمی همدید فرود[2] دریای سرخ به عنوان یکی از الگوهای گردشی جوی غالب بر روی جنوب‌شرق مدیترانه پرداختند. نتایج حاصله نشان داد که فرود دریای سرخ در اکتبر و نوامبر فراوان‌تر بوده، در آوریل دارای یک حداکثر ثانوی است و از ژوئن تا اوت فراوانی مزبور ناچیز و بی‌اهمیت می‌باشد. یک فراز[3] یا جریان مداری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همزمان با رخداد فرود دریای سرخ ِخشک مشاهده می‌شود؛ در حالی که فرود دریای سرخِ مرطوب با یک فرود عمیق در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال همراه است که از دریای سیاه تا شمال مصرکشیده می‌شود.

از آن جایی که شناخت تغییرات مکانی و زمانی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی برای شناخت و مقابله با خشکی، کم‌آبی و پیش‌بینی شرایط اقلیمی گستره جغرافیایی ایران ضرورتی انکارناپذیر است؛ در این پژوهش اهتمام بر آن است تا این تغییرات به همراه آرایش مکانی الگوهای همدید مؤثر بر کشور مد نظر قرار گیرد.

داده‌ها و روش‌شناسی

داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش از پایگاه داده مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی- مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده امریکا(NCEP/NCAR) برداشت شده است. در این ارتباط و به منظور شناسایی تنوع آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز استفاده گردید. انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان لایه ی میانی جو بدین دلیل است که در مجموع این تراز بهتر می‌تواند الگوهای جوی را نشان دهد(علیجانی، ۱۳۸۱: ص ۱۲۲). با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است؛ در محدوده نیمکره شمالی یعنی در فاصله صفر تا ۹۰ درجه شمالی ۳۷ یاخته عرضی و در فاصله ۱۸۰ درجه غربی تا ۱۸۰درجه شرقی ۱۴۴ یاخته طولی وجود دارد. به این ترتیب، هر یک از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز، یک ماتریس ۳۷×۱۴۴ و در مجموع شامل ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. از آن جایی که برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده، هجده) وجود دارد؛ تنها از داده‌های ساعت ۱۲GMT که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است؛ به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز استفاده شده است.

---

[1].Tsvieli & Zangvil
[2]. Trough
[3]. Ridge

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

مطالعاتی که تاکنون در زمینه شناسایی الگوهای گردشی انجام گرفته؛ غالباً در برگیرنده یک دوره زمانی ده ساله یا کوتاه‌تر بوده است(مسعودیان،۱۳۸۴:ص۴). در این پژوهش برای دستیابی به آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت ۱۲GMT از اول ژانویه سال ۱۹۵۱(یازدهم دی ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵(دهم دی ماه ۱۳۸۴) یعنی یک دوره ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز تشکیل یک ماتریس ۵۳۲۸×۲۰۰۸۹ را می‌دهد که شامل ۲۰۰۸۹ یاخته زمانی و ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. سطرهای ماتریس ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده زمان بر حسب روز و ستون‌های این ماتریس، نماینده مکان بر حسب فواصل ۲/۵ درجه قوسی هستند. بنابراین، ماتریس حاصله دارای آرایش S می‌باشد. برای تحلیل تنوع آرایش گردشی جو و چگونگی تعامل الگوهای همدید، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی(از اول فروردین تا سی‌ام اسفند) به روش زیر محاسبه گردید:

$$MDHGT_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1951}^{2005} HGT_{j,i} \qquad (۱)$$

در رابطه فوق:

$HGT_{j,i}$: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل روز iام از سال j ام است(i=1…366,j=1951…2005).

پس از محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تک تک روزهای تقویم خورشیدی، به منظور دستیابی به تنوع آرایش گردشی جو در این تراز یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی با روش ادغام «وارد» در نرم افزار متلب(Matlab) بر روی این مقادیر انجام گرفت. به منظور محاسبه درجه همانندی از فاصله اقلیدسی و برای ادغام مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند؛ از شیوه پیوند «وارد» بهره گرفته شد. روشن است که برای n مشاهده $\frac{n(n-1)}{2}$ فاصله قابل محاسبه است. فرض کنید x_r بردار مشاهدات بر روی r و x_sبردار مشاهدات بر روی s باشد در این صورت فاصله اقلیدسی در بالا بصورت زیر محاسبه می‌شود.

فاصله اقلیدسی: $d_{rs}^2 = (X_r - X_s)(X_r - X_s)'$

در روش «وارد»گروه‌های r و s در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش پراش ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها کمینه باشد؛ یعنی:

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

$$d(r,s)=\frac{n_r n_s d_{rs}^2}{(n_r+n_s)}$$

در اینجا d_{rs}^2 فاصله بین گروه r و گروه s است که به روش پیوند مرکزی بدست آمده باشد.

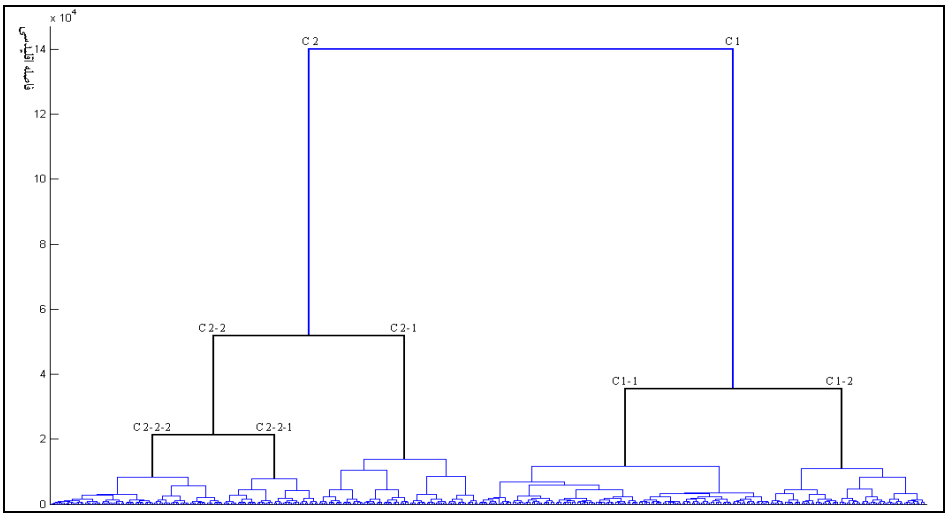
از آن جایی که هدف اصلی خوشه‌بندی کاهش تنوع یا واریانس درون‌گروهی و افزایش واریانس بین گروهی است؛ باید توجه نمود که این هدف پژوهشگر با کدام مرحله خوشه‌بندی و با چند خوشه برآورد می‌شود؟

یکی از دقیق‌ترین و صحیح‌ترین روش‌ها برای تعیین تعداد خوشه‌ها این است که خوشه‌بندی مشاهدات اجرا شود و تفکیک نهایی و تعداد خوشه‌ها بر اساس مشاهده همانندی درون‌گروهی و فاصله میان مشاهدات هر خوشه هنگام انجام پیوند مشخص گردد. در طی این فرایند، مقدار تغییرات میزان همانندی درون‌گروهی و فاصله میان مشاهدات بررسی می‌شود؛ در هر قسمت از مسیر که میزان تغییرات، ناگهانی بود و به ناگاه کاهش زیادی در شباهت درون‌گروهی و افزایش زیاد در فاصله میان مشاهدات دیده شد؛ ادامه مسیر پیوند قطع می‌شود و تعداد خوشه‌های موجود در این مرحله، تعداد نهایی خوشه‌ها قلمداد می‌گردد(لانس و ویلیامز:۱۹۶۷).

تنوع آرایش گردشی جو و تحلیل اندرکنش الگوهای همدید مؤثر بر ایران

همانگونه که پیش‌تر بیان گردید؛ برای دستیابی به تنوع آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، یک تحلیل خوشه‌ای انباشتی پایگانی به شیوه پیوند «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT انجام گرفت. بر پایه این تحلیل آشکار گردید که پنج آرایش گردشی اصلی در قلمرو مطالعاتی قابل شناسایی است (شکل۱).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل(۱) خوشه‌بندی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی

آرایش جوی دوره سرد(۱-۱)

این الگو که از نظر زمانی منطبق بر دوره سرد سال است؛ از روز هشتم آذر آغاز و تا نهم فرودین به مدت ۱۲۱ روز تـداوم می‌یابد. در زمان کنش و بالندگی این الگو، انتقال پرفشار جنب حاره بـه جنوب مـدار تقریباً ۲۳ درجه و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۲۳ درجه نمودی آشکار دارد. این موضوع می‌تواند موید نظر حجازی زاده(۱۳۷۲: ص ۲۶۰-۲۵۵) باشد که معتقد است؛ نوسان مؤلفه پرفشار جنب حاره منجر به تغییر فصل بر روی ایران می‌شود. پرفشار جنب حاره در طی استقرار الگوی گردشی مزبور بـا محور غربی- شرقی فاقد کانـون ترجیحی است و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر که از آن سوی شرق دریاچه چاد در افریقا تا جنوب مکزیک در جهت مداری گسترش یافته است می‌تواند نشانگر وجود این سامانه پرفشار قلمدادگردد(شکل۲). مقایسه این الگو با زمان دوم رخداد الگوی۲-۱(گذار پایانی پاییزی) نشان می‌دهد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف جنوب(عرض‌های پایین‌تر) متمایل می‌شود. در عین حال، این پرفشار با آغاز دوره سرد سال ضمن تضعیف شدید، گستره مداری خود را نیز کاهش می‌دهد. در این ارتباط، پرفشار جنب حاره در زمان استقرار و حاکمیت این الگو از طرف شرق تقریباً تا نیمه غربی سودان و از سمت غرب تا روی خلیج تهوانتپک[1] در جنوب مکزیک گسترش می‌یابد که نشان از کاهش گستره مداری این سامانه نسبت به زمان دوم رخداد الگوی۲-۱(گذار پایانی پاییزی) دارد. در مجموع، این الگوی

[1]- Tehuantepec Gulf

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

گردشی تضعیف حداکثری این سامانه پرفشار را آشکار می‌نماید. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار جنب حاره را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

بادهای غربی در زمان رخداد این الگوی گردشی ضمن گسترش قلمرو نفوذ خود تا عرض‌های پایین، تمایل بیشتری به وزش مداری دارند. کاهش بسامد امواج رزبای در الگوی مزبور گویای این موضوع است. این امواج بر اثر انحنای خطوط هم‌ارتفاع ایجاد شده‌اند. بادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به موازی این خطوط هم‌ارتفاع می‌وزند و مسیر منحنی‌وار ایجاد می‌کنند. آرایش مواج منحنی‌های هم‌ارتفاع و تغییرات مسیر وزش بادهای غربی برآیند تغییرات مؤلفه‌های تاوایی مطلق و ثابت بودن آن در طول مسیر حرکت این بادها است(علیجانی، ۱۳۸۱: ص ۷۴-۷۳). در واقع، رخداد این الگوی گردشی حاکمیت و گسترش حداکثری قلمرو بادهای غربی را تبیین می‌کند؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی۲-۱(گذار پایانی پاییزی) به ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در این الگو تبدیل شده است. به عبارت دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب سرمایش شدید حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی تقریباً از میان دریای سرخ و جنوب دریای عمان می‌گذرد؛ از این رو، ایران به طور کامل تحت سیطره بادهای غربی قرار می‌گیرد. الگوی مزبور در واقع نشانگر پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد خود است. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روی خلیج فارس و جنوب ایران ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر است که در کرانـه‌های جنوبی خزر و شمال‌غربی کشور بـه ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. این الگو نمـایانگر وجود آرایش‌های فراز و فرود متوالی در حلقه بادهای غربی عرض‌های میانه به تأسی از تأثیر پویشی ناهمواری‌ها و تغییرات حرارتی اقیانوس‌ها است. وجه تمایز این الگوهای فراز و فرود متوالی نیز در محل استقرار و عمق آنها است. نزدیکی فراز و فرودها به سطح زمین در این الگوی گردشی نشان از امکان گسترش اثر آنها به سطح زمین از نظر پویشی(دینامیکی) دارد. مکان‌های غالب استقرار فرود تقریباً شامل ۱۱۰ درجه شرقی تا ۱۶۰ درجه غربی، صفر تا ۴۵ درجه شرقی و ۳۰ تا ۱۰۰ درجه غربی است. البته در این الگو فرودهایی نیز بر روی مرکز و جنوب‌غرب خلیج کالیفرنیا و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه استقرار دارند. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نواحی ۶۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی، صفر تا ۳۰ درجه غربی و ۱۰۰تا ۱۶۰ درجه غربی را شامل می‌شود. در عین حال، فرازهایی نیز بر روی غرب اقیانوس اطلس شمالی در جنوب‌شرق آمریکا و در اطراف قطب شمال حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت مشاهده می‌شود. آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در واقع الگوی سه موج بلند دوره سرد نیمکره شمالی(موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) را نشان می‌دهد. در میان این سه موج بلند، فرود

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

بلند شرق آمریکا عمیق‌تر و فرود بلند شرق آسیا طویل‌تر از دو فرود دیگر به نظرمی‌رسد. در مجموع، فرود مدیترانه نسبت به دو فرود دیگر چندان عمیق نیست؛ زیرا، فرود شرق آمریکا متأثر از اختلاف دمای اقیانوس اطلس شمالی و خشکی آمریکا و فرود شرق آسیا متأثر از تباین دمای اقیانوس آرام شمالی و خشکی آسیا است. فشردگی منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده استقرار فرودهای بلند شرق آمریکا و شرق آسیا مبین تباین زیاد دما و فشار و شدت سرعت بادها در عرصه نمود این فرودها نسب به فرود مدیترانه است. رخداد این الگو نشان از استقرار فرود بر روی مدیترانه و دریای سیاه و در عین حال، حاکمیت جریان‌های مداری بر روی کشور دارد. از این رو، ایران به سبب قرارگیری در قسمت جلو موج بلند مدیترانه از شرایط ناپایداری برخوردار است. فرود مدیترانه در طی حاکمیت ایـن الگوی گردشی بـه سطح زمیـن نزدیک است. بنابراین بـه سبب عمق منـاسب و ارتفـاع کم(کمتر از ۵۷۰۰ ژئـوپتانسیل متر) می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد ناپایداری و تولید بارش در ایران داشته باشد(شکل۲). بر اساس این الگوی گردشی محور فرود مدیترانه تقریباً از غرب دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی کرت عبور می‌نماید. در این شرایط، بخش‌های شمال‌غربی و غرب اروپا شاهد یک الگوی فرازی است. از این رو، هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر مدیترانه در دوره سرد سال امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال، به سبب شکل‌گیری و حاکمیت فرود بر روی مدیترانه شرایط پویشی ناپایداری آماده می‌شود؛ در نتیجه، همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای بستر لازم برای تشکیل سامانه‌های باران‌زا(کم‌فشارهای مدیترانه‌ای) مهیا می‌گردد. این سامانه‌ها همراه با بادهای غربی ضمن ورود به ایران از طرف غرب به رخداد بارش در کشور می‌انجامند. در مجموع، فرود مدیترانه با هدایت سامانه‌های همدید برون حاره به طرف ایران تا حدود زیادی اقلیم دوره سرد کشور را کنترل می‌کند. با توجه به این که توزیع زمانی بارش در اغلب نقاط کشور حاکی از رژیم بارشی زمستانه است؛ به نظر می‌رسد؛ بارش ایران ارتباط نزدیکی با رخداد این الگوی گردشی که از نظر زمانی دوره سرد سال را در بر می‌گیرد داشته باشد.

آرایش جوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی(۲-۱)

این الگو دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمان اول رخداد آن از روز دهم فروردین تا چهارم اردیبهشت به مدت ۲۶ روز و زمان دوم وقوع آن از روز بیست و نهم مهرتا هفتم آذر به مدت ۳۹ روز به طول می‌انجامد. با توجه به رخداد این الگوی گردشی در دو بازه زمانی بعد و پیش از دوره سرد می‌توان آن را الگوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی نامید.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

الگوی مزبور در زمان کنش، انتقال پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۲۷ درجه و سیطره حلقه بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۲۷درجه را آشکار می‌سازد. در زمان استقرار این الگو پرفشار جنب حاره با محور غربی- شرقی کانون ترجیحی ندارد و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌تواند نشانگر نمود این سامانه پرفشار تلقی گردد(شکل۳). مقایسه زمان اول رخداد این الگو(گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد(۱-۱) نشان می‌هد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف شمال(عرض‌های بالاتر) متمایل می‌شود. در عین حال، این پرفشار دراز با پایان یافتن دوره سرد سال ضمن تقویت، گستره مداری خود را نیز افزایش می دهد. در این ارتباط، پرفشار جنب حاره از طرف شرق تا غرب دریای عرب و از سوی غرب تا شرق اقیانوس آرام شمالی در جنوب مکزیک گسترش می‌یابد. این موضوع مبین افزایش قلمرو مداری این سامانه در این الگو نسبت به الگوی دوره سرد(۱-۱) است. در مجموع، رخداد زمان اول این الگو(گذار آغازین بهاری) تقویت پرفشار جنب حاره را در مقایسه با الگوی دوره سرد(۱-۱) آشکار می‌سازد. چنانچه زمان دوم رخداد الگوی۲-۱(گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) مورد مقایسه قرار گیرد؛ مشخص می‌شود که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری ضمن پسروی بیشتر و تشدید تضعیف گستره مداری خود را نیز کاهش می‌دهد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو(گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد(۱-۱) نشان از پسروی حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر دارد؛ به گونه‌ای که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره سرد(۱-۱) به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد این الگو(گذار آغازین بهاری) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از روی غرب خلیج فارس و بخش‌های جنوبی ایران عبور می‌کند که حاکی از پسروی و کاهش قلمرو نصف‌النهاری بادهای غربی نسبت به الگوی دوره سرد(۱-۱) است. با این حال، همچنان سیطره بادهای غربی بر ایران نمودی بسیار آشکار دارد. از طرفی، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو(گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) بیانگر تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است(شکل۳). بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر سرمایش شدید حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رویداد الگوی ۲-۱(گذار پایانی پاییزی) تبدیل شده

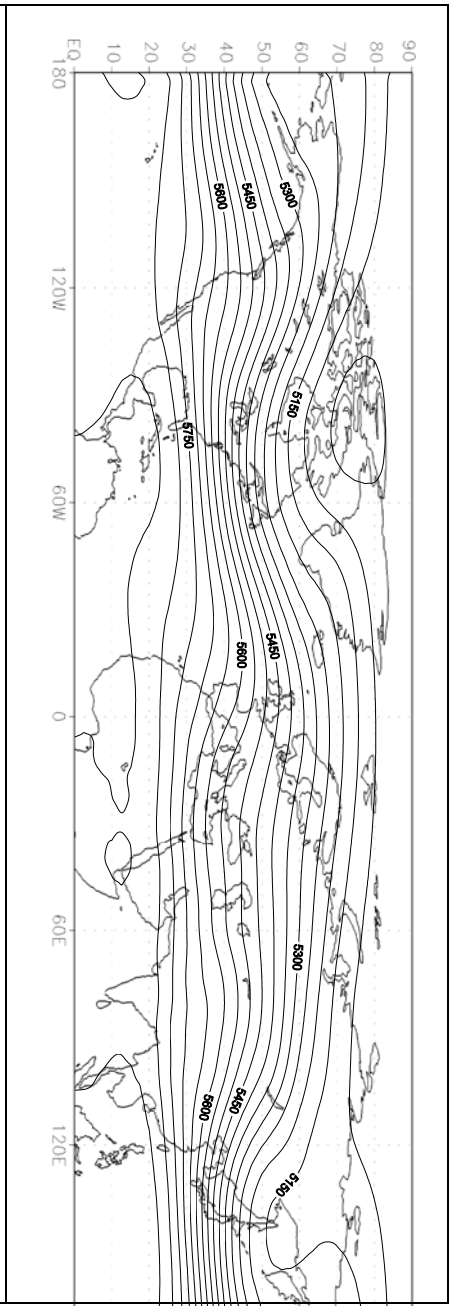
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از نیمه شمالی کشور در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) به غرب خلیج فارس و بخش‌های جنوبی ایران در زمان دوم رخداد الگوی۲-۱(گذار پایانی پاییزی) نشان‌دهنده پیشروی و گسترش نصف‌النهاری قلمرو بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است. در مجموع، با استقرار و حاکمیت الگوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی(۲-۱) میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در جنوب ایران ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است که در شمال کشور به ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد(شکل۳).

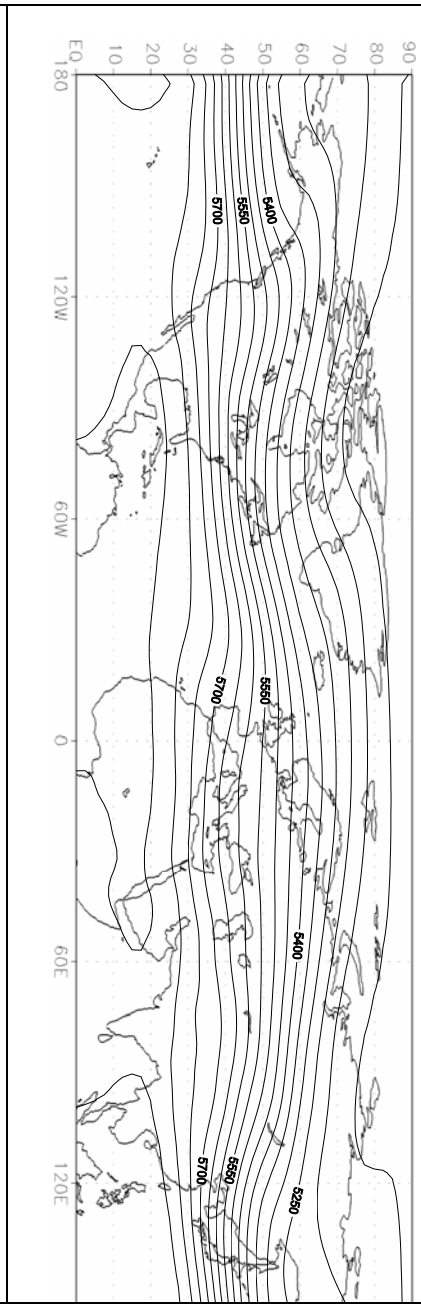
آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در این الگوی گردشی نیز نمایانگر الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی به سبب تأثیر پویشی ناهمواری‌ها و تغییرات دمایی اقیانوس‌ها است. مکان‌های غالب تشکیل فراز تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، شمال‌غرب آمریکا، گرینلند، شمال اروپا، شرق اقیانوس اطلس شمالی و حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت را در بر می‌گیرد. با توجه به زمان رخداد این الگوی گردشی(قبل و بعد از دوره سرد سال) سه موج بلند عرض‌های میانه نیمکره شمالی در دوره سرد(موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) در این الگو نیز آشکارا نمود دارند. البته، فرودهایی نیز بر روی جنوب‌غرب آمریکا و شرق اقیانوس آرام شمالی، شمال دریای سرخ، شمال شبه قاره هند، دریای اختسک و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و شمال‌شرق کانادا استقرار دارند. در واقع الگوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی(۲-۱) به نوعی به الگوی دوره سرد(۱-۱) شباهت دارد. مقایسه سه موج بلند عرض‌های میانه نیمکره شمالی در این الگوی گردشی نشان‌دهنده عمیق‌تر بودن فرود شرق آمریکا و بلندتر بودن فرود شرق آسیا نسبت به دو فرود دیگر است. در عین حال، مقایسه زمان اول رخداد این الگو(گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد(۱-۱) مبین کاهش عمق این سه موج بلند و مقایسه زمان دوم رخداد آن(گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم وقوع الگوی ۱-۲(گذار آغازین پاییزی) نشان‌دهنده عمیق‌تر شدن این سه فرود بلند است.

در زمان رخداد این الگو با استقرار فرود بر روی مدیترانه و به لحاظ قرارگیری ایران در قسمت جلو این موج بلند شرایط ناپایداری بر کشور حاکم می‌شود. بر اساس این الگو محور فرود مدیترانه تقریباً از روی یونان و غرب جزیره کرت می‌گذرد. فرود مدیترانه در زمان رخداد این الگوی گردشی نیز به سطح زمین نزدیک

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل(۲) آرایش گردشی وردسپهر میانی در دوره سرد(۱-۱)



شکل(۳) آرایش گردشی وردسپهر میانی در گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی(۲-۱)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

است و به سبب عمق نسبتاً مناسب و ارتفاع کم(کمتر از ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر) می‌تواند نقش مؤثری در تعیین شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد سازوکارهای ناپایداری و تولید بارش در ایران داشته باشد. از سوی دیگر، در این الگوی گردشی فرودی نمادین نیز بر روی بخش شمالی دریای سرخ استقرار دارد(شکل۳). در این شرایط نیز گذر هوای گرم افریقای شمالی از روی این پهنه آبی و کسب رطوبت می‌تواند زمینه برای تشکیل سامانه‌های باران‌زا به سبب تصادم این هوای گرم و مرطوب با هوای سرد اروپایی مهیا نماید. این سامانه‌ها به صورت منفرد و یا ضمن ترکیب با کم‌فشارهای مدیترانه‌ای می‌توانند همراه و در بستر بادهای غربی وارد ایران شوند و تولید بارش نمایند. در مجموع، گمان می‌رود بارش ایران در دوره‌های گذار آغازین بهاری و گذار پایانی پاییزی ارتباط نزدیکی با رخداد این الگوی گردشی داشته باشد.

آرایش جوی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی(۱-۲)

این الگو نیز دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمـان اول رخداد آن از روز پنجم اردیبهشت تا هشتم خرداد به مدت ۳۵ روز و زمان دوم وقوع آن از روز بیست و هشتم شهریور تا بیست و هشتم مهر به مدت ۳۲ روز تداوم پیدا می‌کند. رخداد این الگوی گردشی در دو بازه زمانی از یک سو منطبق بر آخرین گذار بهاری و از سوی دیگر مقارن با نخستین گذار پاییزی است؛ از این رو می‌توان آن را الگوی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی نامید.

این الگو در زمان کنش، استقرار پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۰ درجه و نمود بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه را نشان می‌دهد. پرفشار جنب حاره در زمان حاکمیت این الگو با محور غربی- شرقی همچنان فاقد کانون ترجیحی است و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌تواند تداعی کننده وجود این سامانه پرفشار قلمداد گردد(شکل۴). مقایسه زمان اول رخداد این الگو(گذار پایانی بهاری) با زمان اول رخداد الگوی۲-۱(گذار آغازین بهاری) آشکار می‌سازد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف شمال(عرض‌های بالاتر) جابجا می‌شود. در عین حال، این پرفشار با افزایش تدریجی دما در نیمکره شمالی ضمن تقویت مضاعف گستره مداری خود را نیز افزایش می‌دهد. بر این اساس، پرفشار جنب حاره از طرف شرق تا شمال دریای عرب و از سوی غرب تا روی اقیانوس آرام شمالی در جنوب‌غرب مکزیک گسترده می‌شود که نشان از گسترش قلمرو مداری این سامانه نسبت به زمان اول رخداد الگوی۲-۱(گذار آغازین بهاری) دارد. در مجموع، رخداد زمان اول این الگو(گذار پایانی بهاری) استمرار تقویت این پرفشار را در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی۲-۱(گذار آغازین بهاری) آشکار می‌سازد. مقایسه زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی۱-۲-۲(پس دوره گرم) نشان از ایـن دارد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری ضمن

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جابجایی و پسروی بیشتر به طرف جنوب تضعیف می‌گردد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگوی گردشی منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو(گذار پایانی بهاری) با زمان اول رخداد الگوی ۲-۱ (گذار آغازین بهاری) بیانگر پسروی بیشتر حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر است؛ بـه طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی۲-۱(گذار آغازین بهاری) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد این الگو(گذار پایانی بهاری) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب گرمایش حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر افزایش نشان می‌دهد. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بـادهای غربی از روی نیمه شمالی ایـران عبور می‌نماید که نشان از تضعیف و پسروی بیشتر بادهای غربی نسبت بـه زمان اول رخداد الگوی۲-۱(گذار آغازین بهاری) دارد. در این شرایط، تقریباً نیمه شمالی ایران تحت سیطره بادهای غربی و بخش‌های جنوبی کشور تحت استیلای پرفشار گسترده جنب حاره است. گذر منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان نماد این پرفشار دراز از بخش‌های جنوبی کشور مصداق بارز این موضوع است. از سویی، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو(گذار آغازین پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲-۲(پس دوره گرم) نشان‌دهنده تقویت و گسترش قلمرو بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر از نظر نصف‌النهاری است(شکل۴). از این رو، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر کاهش دما و سرمایش حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲-۲(پس دوره گرم) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) تبدیل شده است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر از روی نیمه جنوبی دریای خزر در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲-۲(پس دوره گرم) به نیمه شمالی ایران در زمان دوم رخداد الگوی۱-۲(گذار آغازین پاییزی) نشان از تقویت و نفوذ نصف‌النهاری حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد. در مجموع، بـا استقرار الگوی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی(۱-۲) نیمـه شمالی ایـران تحت تأثیر بادهای غربی مواج و نیمه جنوبی کشور متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی تقریباً مرکز آلاسکا، نیمه غربی کانادا، شمال آمریکا،گرینلند، شمال اروپا، حدفاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت، شرق اقیانوس اطلس شمالی و شمال ایران مکان‌های عمده تشکیل فراز هستند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز جنوب‌غرب آمریکا در شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، شرق مدیترانه و شرق آسیا را در بر می‌گیرد. البته، فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شمال خلیج هودسن استقرار دارند. تداوم نمود دو فرود بلند شرق آمریکا و شرق آسیا و نبود آشکار فرود بلند مدیترانه در این الگوی گردشی تا اندازه‌ای به این واقعیت باز می‌گردد که این دو فرود اساساً به سبب عمق و بلندی بیشتر نسبت به فرود مدیترانه از دوام زیادتری برخوردارند. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی بر روی بخش شرقی مدیترانه استقرار یک فرود مشاهده می‌شود. محور فرود شرق مدیترانه در این الگو تقریباً از غرب دریای سیاه آغاز می‌شود و از غرب جزیره قبرس عبور می‌کند. فرود شرق مدیترانه در زمان بالندگی این الگوی گردشی به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاع آن کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است(شکل۴). این فرود به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش زیادی در تعیین شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد ناپایداری و تولید بارش در قلمروهای غربی، شمال‌غربی و شمالی ایران داشته باشد. در مجموع، به نظر می‌رسد؛ بارش ایران در دوره‌های گذار بهاری و پاییزی تا حدود زیادی مرهون رخداد دو الگوی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی(۱-۲) و گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی(۲-۱) است. به عبارت دیگر، این دو الگوی گردشی می‌تواند تا حدود زیادی پراش بارش کشور را در دوره‌های گذار تبیین نماید.

آرایش جوی پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم(۱-۲-۲)

این الگو نیز دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمان اول رخداد آن از روز نهم خرداد تا بیست و نهم خرداد به مدت ۲۱ روز و زمان دوم وقوع آن از روز نهم شهریور تا بیست و هفتم شهریور به مدت ۱۹ روز به طول می‌انجامد. رویداد این الگوی گردشی در دو قلمرو زمانی قبل و بعد از دوره گرم از یک سو مبین ورود به این دوره و از سوی دیگر بیانگر خروج از آن است؛ از این رو، می‌توان آن را الگوی پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم نامید.

این الگو در زمان کنش و فعالیت، استقرار پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۵ درجه و سیطره بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه را آشکار می‌سازد. پرفشار جنب حاره در این الگوی گردشی با محور غربی- شرقی کانـون خود را با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر بـر روی شمال مالی متمرکز می‌نماید. این سامانه پرفشار در زمان اول رخداد این الگو(پیش از دوره گرم) نسبت به زمان اول رویداد الگوی۱-۲(گذار پایانی بهاری) افزون بر استقرار کانون نمادین بر روی شمال مالی ضمن تقویت و افزایش شدت، قلمرو خود را از جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های شمالی بسط و توسعه می‌دهد. زبانه شرقی پرفشار جنب حاره نیز با عبور از جنوب مدیترانه، شمال و جنوب دریای سرخ ضمن گذر از بخش‌های زیادی از ایران، خلیج فارس و دریای عمان، سرانجام تا غرب پاکستان گسترش می‌یابد(شکل۵). از طرف دیگر، مقایسه زمان دوم رخداد این الگوی گردشی(پس از دوره گرم)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

با الگوی دوره گرم(۲-۲-۲) نمایانگر این است که این سامانه پرفشار از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف جنوب(عرض‌های پایین‌تر) جابجا می‌شود؛ در عین حال،گستره مداری خود را نیز اندکی به طرف شرق کاهش می‌دهد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو می‌تواند منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص نماید.

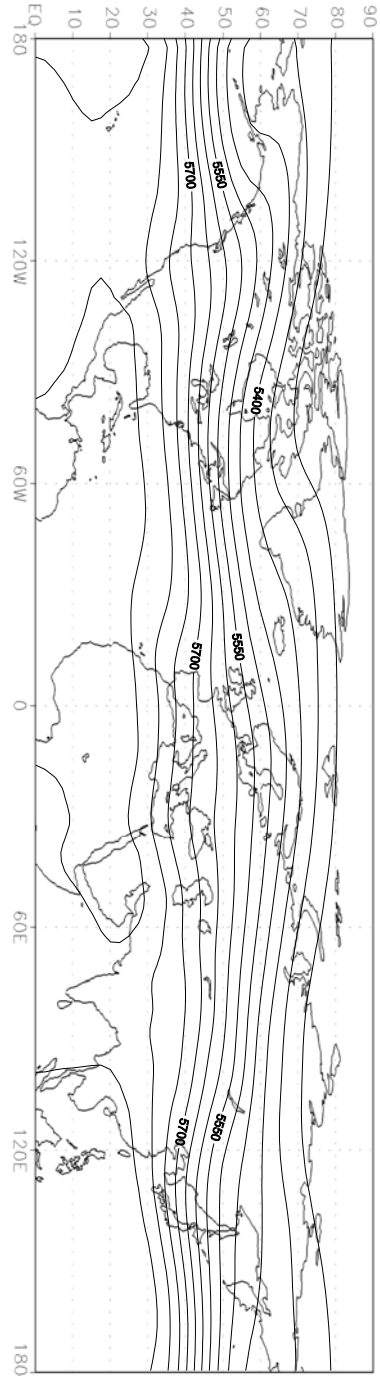
مقایسه زمان اول رخداد این الگو(پیش از دوره گرم) با زمان اول رویداد الگوی ۱-۲(گذار پایانی بهاری) بیانگر استمرار پسروی بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر و در عین حال، تضعیف این بادها است(شکل۵). بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما و گرمایش حـدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲(گذار پایانی بهاری) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رویداد الگوی ۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) تبدیل شده است. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی در نصف‌النهار ایران از حوالی ۳۹ درجه می‌گذرد. به بیان دیگر در حاشیه استوایی، این منحنی هم‌ارتفاع از نیمـه جنوبی دریای خزر عبور می‌کند. این موضوع نشان می‌دهد که در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) تقریباً تمامی ایـران به استثناء پهنـه شمال‌غربی کشور از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود و تحت سیطره پرفشار گسترده جنب حاره قرار می‌گیرد. از سوی دیگر، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو(پس از دوره گرم) با الگوی گردشی دوره گرم(۲-۲-۲) نشان از تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری بـه طرف عرض‌های پایین‌تر دارد؛ بـه طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره گرم(۲-۲-۲) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲-۲(پس از دوره گرم) تبدیل شده است(شکل۵). به عبارت دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثـر کاهش دما و سرمایش حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی در این تراز از نیمه شمالی دریای خزر در الگوی دوره گرم(۲-۲-۲) به نیمه جنوبی این دریا در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲-۲(پس از دوره گرم) نمایانگر پیشروی و گسترش قلمرو بادهای غربی از لحاظ نصف‌النهاری به طرف عرض‌های پایین‌تر است.

در زمان حاکمیت این الگوی گردشی تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، گرینلند، شمال اروپا، شرق و شمال‌شرق روسیه مکان‌های عمده تشکیل فراز هستند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز تقریباً جنوب‌غرب آمریکا در شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، شرق اقیانوس اطلس شمالی، دریای سیاه- مدیترانه و شرق آسیا را در بر می‌گیرد. نبود آشکار فرود بلند مدیترانه در این الگو نیز دوام کمتر

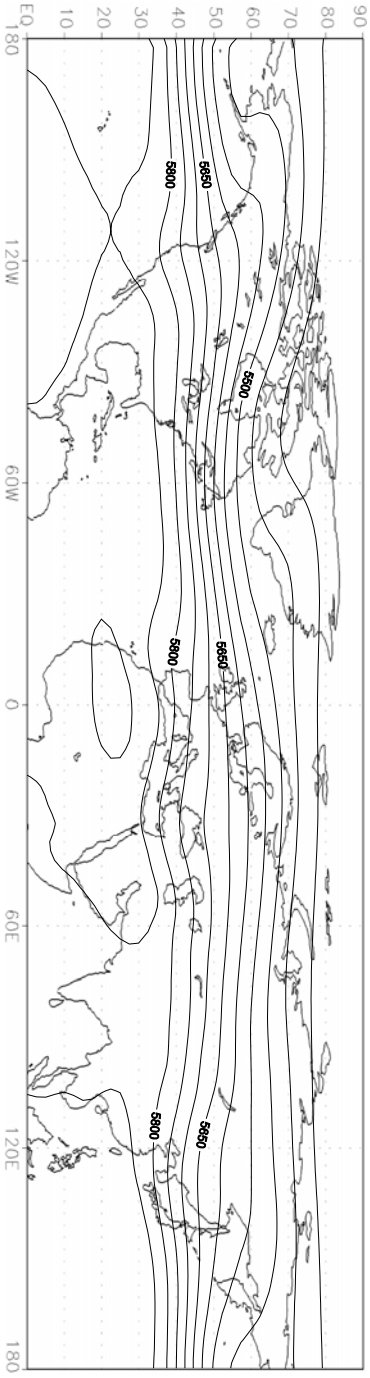
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

آن را نسبت به دو فرود بلند شرق آمریکا و شرق آسیا بازگو می‌کند. بر اساس این الگو فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال بر روی جزیره بافین، تنگه هودسن و دریای برینگ استقرار دارند. در طی رویداد این الگوی گردشی بخش جنوبی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرقی مدیترانه شاهد استقرار یک فرود است. در عین حال، فرازی نیز در شرق دریـای سیاه تقریباً بین دریای خزر و دریاچه آرال مشاهده می‌شود. فرود دریای سیاه- مدیترانه در زمان کنش و فعالیت این الگوی گردشی به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاع آن کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است(شکل۵). از این رو، به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شـرایط جوی سطح زمین ایفـا نمایـد و در عین حال، امکان ایجاد ناپایداری و رخداد بارش را در پهنه‌های شمال‌غربی و شمالی کشور فراهم سازد. گمان می‌رود؛ بارش این نواحی در قبل و بعد از قلمرو زمانی دوره گرم مرتبط با رویداد این الگوی گردشی باشد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل(۴) آرایش گردشی وردسپهر میانی در گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی(۱-۲)



شکل(۵) آرایش گردشی وردسپهر میانی در پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم(۱-۲-۲)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

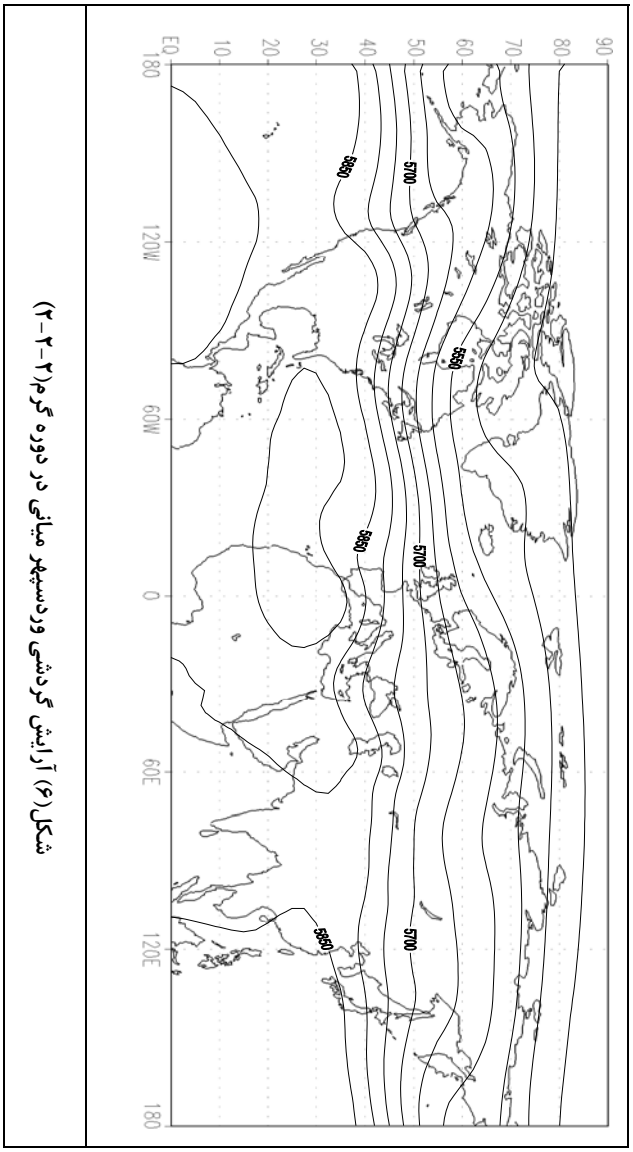
آرایش جوی دوره گرم(۲-۲-۲)

این الگو که از روز سی‌ام خرداد تا هشتم شهریور به مدت ۷۲ روز تداوم می‌یابد نشان از رویداد دوره گرم سال در نیمکره شمالی دارد. الگوی مزبور استقرار و حاکمیت پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۴۲ درجه و نمود بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۴۲ درجه را نشان می‌دهد. پرفشار جنب حاره در این الگو با محوری طویل که از جانب غرب به شرق قرار می‌گیرد؛ کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شرق اقیانوس اطلس شمالی متمرکز می‌نماید(شکل۶). کانـون مرکزی ایـن پرفشار همزمان بـا دوره گرم سال در مقایسه بـا زمان اول رخداد الگوی۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف شمال(عرض‌های بالاتر) و از لحاظ مـداری بـه طرف اقیانوس اطلس شمالی تغییر موقعیت می‌دهد. زبـانه شرقی این سامانه پرفشار بـا عبور از روی مدیترانه، نیمه جنوبی دریای خزر، خلیج عدن و دریای عمان ضمن استقرار بر روی تقریباً تمامی ایران به استثناء نواحی شمال‌غربی کشور، سرانجام تا مرکز پاکستان گسترش می‌یابد. مقایسه این الگو با زمان اول رخداد الگوی۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) حکایت از افزایش تدریجی وسعت کانون این سامانه پرفشار به سبب انباشت هوا در وردسپهر فوقانی و سپس تزریق آن از بالا به پایین دارد. این الگوی گردشی نشان‌دهنده گسترش قلمرو نصف‌النهاری و مداری پرفشار جنب حاره و در واقع، نماد اوج کنش این سامانه است. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار جنب حاره در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

در مجموع، ایـن الگوی گردشی بیـانگر اوج کنش و گسترش پرفشار پویشی جنب حاره و پسروی حداکثری بادهای غربی مواج در نیمکره شمالی است(شکل۶). در زمان رخداد این الگو بسامد امواج رزبای افزایش می‌یابد و بادهای غربی بسیار تضعیف می‌گردند. به بیان دیگر، بادهای غربی در دوره گرم به سبب نبود تباین دمای دوره سرد ضمن تضعیف به طرف عرض‌های بالاتر پسروی می‌نمایند. از این رو، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب افزایش دما و گرمایش حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر افـزایش می‌یابد. بـه عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی بـا ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) بـه ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره گـرم(۲-۲-۲) تبـدیل می‌گردد. در حـاشیه بیـرونی نیـز منحنی هم‌ارتفـاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی در نصف‌النهار ایران از حوالی ۴۲ درجه می‌گذرد. به بیان دیگر در حاشیه استوایی، این منحنـی هم‌ارتفاع از نیمـه شمالی دریـای خزر عبور می‌نماید. این موضوع نشانگر این است که ایـران در زمان رخداد الگوی دوره گرم(۲-۲-۲) تقریباً به طور کامل از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود(شکل۶). الگوی مزبور در واقع مبین پسروی بـادهای غربی بـه شمالی‌ترین حد خود است. این موضوع موید نظر علیجانی(۱۳۸۱، ص۲۹-۷) است که با مطالعه همدید الگوهای تراز ۵۰۰

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

هکتوپاسکال در خاورمیانه نتیجه گرفته است که در دوره سرد سال، بادهای غربی قوی‌تر بوده و تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند؛ اما در دوره گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به جای آنها پرفشار



شکل(۶) آرایش گردشی وردسپهر میانی در دوره گرم(۲-۲-۲)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جنب حاره گسترش می‌یابد که جابجایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره می‌باشد. در عین حال، این الگوی گردشی تعـدد مکان‌های استقرار فراز و فرود و نامنظم بودن بادهای غربی را نیز آشکار می‌سازد؛ بـه طوری که تقریبـاً مرکز آلاسکا، نیمه غربی کانادا، شمال‌غرب آمریکا، گرینلند، مرکز اقیانوس اطلس شمالی، شمال اروپا و نیمه شرقی روسیه مکان‌های عمده استقرار فراز را در این الگوی گردشی تشکیل می‌دهند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز تقریباً شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، دریای سیاه، شمال دریاچه بالخاش و شرق چین را در بر می‌گیرد. علاوه بر این، فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال در حد فاصل خلیج بافین تا دریای لابرادور و دریای برینگ نمودی آشکار دارند.

در زمان رخداد این الگوی گردشی آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در شمال و جنوب دریای سیاه نشان از استقرار فرود بر روی این دریا دارد. در عین حال، فرازی نیز در شرق دریای سیاه تقریباً بین دریای خزر و دریاچه آرال مشاهده می‌شود(شکل۶). فرود دریای سیاه در زمان حاکمیت این الگوی گردشی به سبب عمق مناسب و نزدیکی به سطح زمین(ارتفاع کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر) می‌تواند نقش مؤثری در تعیین شرایط جوی سطح زمین ایفا نماید و در عین حال، موجبات ایجاد ناپایداری و بارش را به ویژه در قلمرو شمال‌غربی ایـران مهیا سازد. به نظر می‌رسد؛ رخداد بارش‌های دوره گرم سال به ویژه در پهنه شمال‌غربی کشور مرتبط با استقرار این الگوی گردشی باشد. در مجموع، اقلیم ایران در دوره‌های گرم و پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم توسط دو الگوی۲-۲-۲ و ۱-۲-۲ کنترل می‌شود و تا حدود زیادی متأثر از تغییرات سال به سال آنها است.

نتیجه‌گیری

این پژوهش نشان داد که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» توانمندی تفکیک آرایش گردشی دوره‌های سرد، گذار و گرم سال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار فضایی الگوهای همدید مؤثر بر ایران در این تراز است. بر پایـه این تحلیل روشن شد که اگر درجه همانـندی آرایش گردشی هر یک از روزها را بـه کمک روش فاصله اقلیدسی از روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در هر روز محاسبه کنیم؛ ۳۶۵ روز سال را می‌توان در تراز مورد بررسی در چندین خوشه اصلی جای داد. بر این اساس، گردش عمومی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از لایه وردسپهر در قلمرو مورد بررسی پنج آرایش گردشی متنوع را در قالب دوره‌های سرد، گرم و گذار در بر می‌گیرد.

آرایش گردشی۱-۱ که منطبق بر دوره سرد سال است؛ تضعیف پرفشار جنب حاره و سیطره بادهای غربی بر ایران را آشکار می‌سازد. الگوی مزبور در واقع نشانگر پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

خود است. رخداد زمان اول آرایش ۲-۱(گذار آغازین بهاری) نشان از تقویت پرفشار جنب حاره و پسروی حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر دارد؛ با این حال، همچنان سیطره بادهای غربی بر ایران نمودی بسیار آشکار دارد. رخداد زمان دوم این آرایش(گذار پایانی پاییزی) پسروی بیشتر و تشدید تضعیف پرفشار جنب حاره را در مقابل تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر نشان می‌دهد. در آرایش(۱-۲)، رخداد زمان اول این الگو(گذار پایانی بهاری) استمرار تقویت این پرفشار و رخداد زمان دوم آن(گذار آغازین پاییزی) پسروی بیشتر و تضعیف آن را آشکار می‌سازد. در مجموع، بـا استقرار آرایش گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی(آرایش ۱-۲) نیمه شمالی ایران تحت تأثیر بادهای غربی مواج و نیمه جنوبی کشور متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است. در زمان اول رخداد آرایش ۱-۲-۲(پیش از دوره گرم) تقریباً تمامی ایران به استثناء پهنه شمال‌غربی کشور از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود و تحت سیطره پرفشار گسترده جنب حاره قرار می‌گیرد. این در حالی است که زمان دوم رخداد این آرایش(پس از دوره گرم) نشان از تقویت و گسترش قلمرو حلقه بـادهای غربی دارد. آرایش گردشی۲-۲-۲ که از نظر زمانی مصادف با دوره گرم سال است؛ اوج کنش پرفشار جنب حاره و حاکمیت این سامانه را بر ایران نشان می‌دهد(جدول ۱). الگوی مزبور در واقع مبین پسروی بادهای غربی بـه شمالی‌ترین حد خود است.

جدول(۱) ویژگی‌های سامانه‌ها در الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

ردیف	الگو سامانه	(۱-۱)	(۲-۱)	(۱-۲)	(۲-۲-۱)	(۲-۲-۲)
۱	پرفشار جنب حاره	▲ ⬇	گذار آغازین بهاری ▲ ⬆ گذار پایانی پاییزی ▲ ⬇	گذار پایانی بهاری ▲ ⬆ گذار آغازین پاییزی ▲ ↓	پیش دوره گرم ▲ ⬆ پس دوره گرم ▲ ↓	▲ ✹
۲	فرود بلند مدیترانه	▲ ✹	گذار آغازین بهاری ▲ ↓ گذار پایانی پاییزی ▲ ⬆	گذار پایانی بهاری △ گذار آغازین پاییزی △	پیش دوره گرم △ پس دوره گرم △	△
۳	فرود بلند شرق آسیا	▲ ✹	گذار آغازین بهاری ▲ ↓ گذار پایانی پاییزی ▲ ⬆	گذار پایانی بهاری ▲ ⬇ گذار آغازین پاییزی ▲ ⬆	پیش دوره گرم ▲ ↓ پس دوره گرم ▲ ⬆	▲ ⬇
۴	فرود بلند شرق آمریکا	▲ ✹	گذار آغازین بهاری ▲ ↓ گذار پایانی پاییزی ▲ ⬆	گذار پایانی بهاری ▲ ⬇ گذار آغازین پاییزی ▲ ⬆	پیش دوره گرم ▲ ↓ پس دوره گرم ▲ ⬆	▲ ⬇

نیست △ هست ▲ تقویت ⬆ اوج کنش ✹ تضعیف ↓ تضعیف شدید ⬇

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

منابع و مآخذ

۱- حبیبی، فریده (۱۳۷۷) **بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند**، مجله نیوار، شماره ۳۹.

۲- حجازی‌زاده، زهر ا(۱۳۷۲) **بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی**، دانشگاه تربیت مدرس.

۳- خوش‌اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷) **تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی**، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز.

۴- علیجانی، بهلول (۱۳۷۸) **تغییرات الگوهای جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه و خاورمیانه و اثر آن بر اقلیم ایران در دوره (۱۹۹۰-۱۹۶۱)**، طرح پژوهشی مرکز ملی اقلیم شناسی، سازمان هواشناسی کشور.

۵- علیجانی، بهلول (۱۳۸۰) **تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه یزد(کاوش‌نامه)**، شماره۳.

۶- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱) **اقلیم‌شناسی سینوپتیک**، انتشارات سمت، تهران.

۷- گروه واژه گزینی ژئوفیزیک و هواشناسی (۱۳۷۷) **واژه‌نامه ژئوفیزیک و هواشناسی**، ویراستار رضا منصوری، مرکز نشر دانشگاهی، تهران.

۸- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴) **پیش‌بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری**، طرح پژوهشی استانداری چهارمحال و بختیاری.

۹- مسعودیان، سیدابوالفضل و کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷) **اقلیم‌شناسی ایران**، انتشارات دانشگاه اصفهان.

Corte, R. and et al (1995) ***large scale circulation regimes and surface climate anomalies over the Mediterranean area***, Int.J. Climatol, 15:1135-50.

Galambosi, A. and et al (1996) ***Evaluation and analysis pressure field over the Southwest USA***, Atmospheric Research, 40:40-70.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

Harman.R.J (1991), ***Synoptic climatology of the Westerlies: process and patterns***, Washington DC, American Associan of Geographers.

Harris.M, F.G Finger and s.Teweles.(1962), ***Diurnal variation of wind, pressure and temperature in the troposphere and stratosphere over the Azores***, Journal of the Atmospheric Sciences, volume 19:136-149.

Huth, R. (2000) ***a circulation classification scheme applicable in GCM studies***, Theor. Appl. Climatol, 67: 1-18.

Katsoulis.B.D.andet al(1998), ***Monthly anticyclonicity in Southern Europe and Mediterranean region***,Journal of Theoritical and Applied Climatology,59:51-59.

Lance and Williams, W.T. (1967), ***a general theory of classificatory sorting strategies, I. Hierarchical systems***, Computer Journal, 9, *373380*.

Littmann, T. (2000), ***an empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall***, Journal of Theoritical and Applied Climatology, 66:161-171.

Ozelkan,E.C., Galambosi.A.(1998), ***Amulti- objective fuzzy classification of large scale atmospheric circulation patterns for precipitation modeling***, Applied Math and Comp, Vol.90, pp.127-142.

Prezerakos. N.G. (1984) ***Does the extension of the Azores anticyclone to wards the Balkans really exist?***, National Meteorological Service, Helliniko, Greece, ser.A33:217-227.

Santos.J.A, J Corte-real. And S.M. Leite (2005) ***Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal***, International Journal of Climatology, 25:33-50.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

Spanos, S. and et al (2003) ***Objective climatology of 500hpa cyclones in central and East Mediterranean region during warm-dry period of the year***, Theor. Appl. Climatol, 75:167-178.

Tsvieli, Y. and Zangvil, A. (2005), ***Synoptic climatological analysis of wet and dry Red sea troughs over Israel***, Int.J. Climatol, 25:1997-2015.

Wibig, J. (1999), ***Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500hpa level***, Journal of the Royal Meteorological Society

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]