

تحلیل آماری- همدیدی نقش فرارفت دمایی در بارش‌های بهاره ایران (۱۳۹۲-۱۳۴۰)

فاطمه درگاهیان، مهدی دوستکامیان و مراد طاهریان

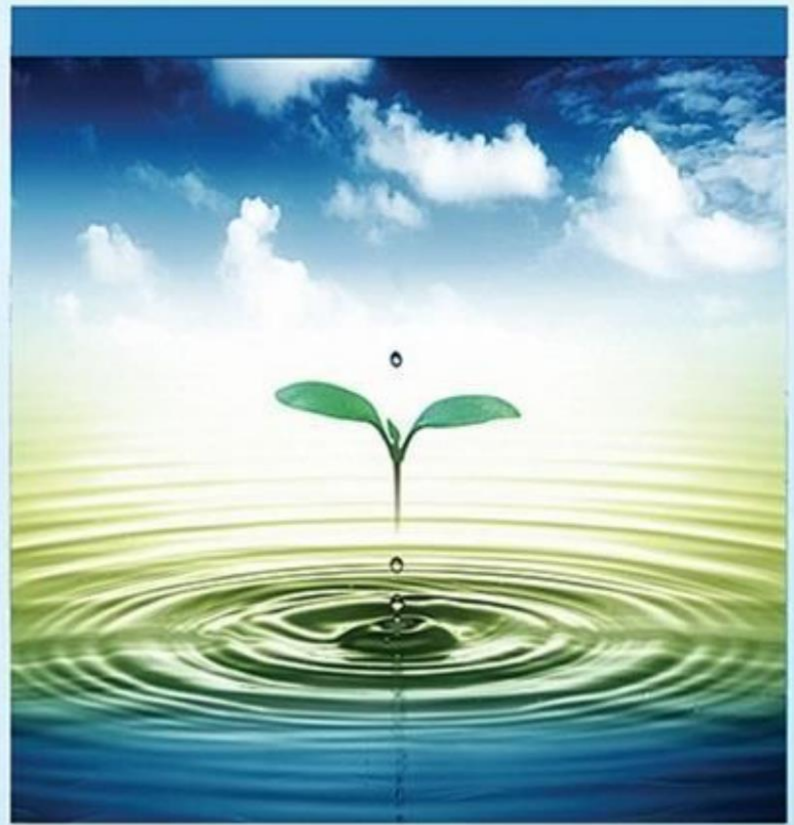
دوره ۵، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۸، صفحات ۲۹۱-۲۷۶

Vol. 5(4), Winter 2020, 276 – 291

DOI: 10.22034/jewe.2019.198398.1329

Statistical and Synoptic Analysis of Temperature
Advection Role in Iran Spring Rainfalls (1961-
2013)

Dargahian F., Doostkamian M. and Taherian M.



www.jewe.ir

OPEN ACCESS

ارجاع به این مقاله: درگاهیان ف.، دوستکامیان م.، و طاهریان م. (۱۳۹۸). تحلیل آماری- همدیدی نقش فرارفت دمایی در بارش‌های بهاره ایران (۱۳۴۰-۱۳۹۲). محیط‌زیست و مهندسی آب، دوره ۵، شماره ۴، صفحات: ۲۷۶-۲۹۱.

Citing this paper: Dargahian F., Doostkamian M. and Taherian M. (2020). Statistical and synoptic analysis of temperature advection role in Iran spring rainfalls (1961-2013). Environ. Water Eng., 5(4), 276–291. DOI: 10.22034/jewe.2019.198398.1329

تحلیل آماری - همدیدی نقش فرارفت دمایی در بارش‌های بهاره ایران (۱۳۴۰-۱۳۹۲)

فاطمه درگاهیان^{۱*}، مهدی دوستکامیان^۲ و مراد طاهریان^۳

استادیار، بخش تحقیقات بیابان، موسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

آدکتری، گروه آب و هواشناسی دانشکده جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

آدانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه آب و هواشناسی دانشکده جغرافیا، دانشگاه زنجان، ایران

*نویسنده مسئول: fatemeh.dargahian@gmail.com

مقاله اصلی

تاریخ دریافت: [۱۳۹۸/۰۵/۲۶]

تاریخ بازنگری: [۱۳۹۸/۰۸/۰۶]

تاریخ پذیرش: [۱۳۹۸/۰۹/۱۰]

چکیده

بررسی سازوکار دما و فرارفت دمایی همراه با لایه ضخامت جوی و تأثیر آن بر میزان بارش‌های یک منطقه و شناخت مؤلفه‌های چرخه آب بر روی آن، از موضوعات مورد توجه علوم جوی می‌باشد. پژوهش حاضر با هدف مطالعه فرارفت دمایی و شناخت لایه ضخامت جوی در ارتباط با بارش‌های بهاره ایران انجام شد. برای این منظور از پایگاه داده روزانه بارش با تفکیک مکانی $15 \times 15 \text{ km}^2$ در دوره آماری ۱۳۴۰-۱۳۹۲ استفاده شد. پس از استخراج روزهای بارش فراگیر، داده‌های فشار متناظر، با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار گرادس (Grads) استخراج و به کمک تحلیل خوشه‌ای روزهای نماینده و الگوهای بارشی بهاره ایران در محیط نرم‌افزار متلب شناسایی شدند. به‌منظور تعیین روز بارشی سه معیار بارش روزانه 1 mm و بیش‌تر، حداقل تداوم دو روزه و حداقل 50% پوشش در نظر گرفته شد. نقشه‌های فشار تراز دریا، 700 و 500 hPa به‌همراه فرارفت دمایی و لایه ضخامت جوی استخراج شد. نتایج نشان داد که سازوکار بارش‌های فراگیر بهاره ایران متأثر از پنج الگوی جوی می‌باشد. شدیدترین مقدار فرارفت دمایی ناشی از پرفشار سیبری و در نواحی شرقی و شمال شرق کشور رخ داد و به‌سمت غرب و جنوب از شدت آن کاسته شد. به‌طور کلی از شرق به غرب و از شمال به جنوب به هنگام ریزش‌های جوی بهاره ایران، فرارفت دمایی ملایم‌تری در منطقه مورد مطالعه وجود داشت. علاوه بر این شدیدترین فرارفت‌های دمایی در تراز دریا و به‌واسطه سامانه‌های پرفشار حرارتی رخ داده است. در ارتفاعات و ترازهای بالاتر که وضعیت فرارفت دمایی تحت تأثیر وضعیت دینامیکی جوی به‌خصوص سامانه بلاکینگ، فرودهای عمیق و گرمایی مدیترانه قرار داشت، نسبت به تراز دریا وضعیت ملایم‌تری داشته و از شدت فرارفت‌های دمایی کاسته شد.

واژه‌های کلیدی: الگوهای گردشی؛ بارش‌های بهاره؛ بلاکینگ؛ ضخامت جوی؛ همبستگی لوند

۱- مقدمه

منطقه‌ای) و یا بر اثر گسترش سامانه‌های فشار سیاره‌ای در قالب عوامل مانند چرخندهای مدیترانه، موج‌های کوتاه، رودباد جبهه قطبی، جبهه قطبی و واچرخندهای برون حاره‌ای (روی ساخت سیاره‌ای) که از مناطق دورتر منشأ می‌گیرند و در مسیر حرکت خود وارد ایران می‌شوند متناسب با ماهیت خود اقلیم ایران را به لحاظ دما، بارش، رطوبت و غیره تحت تأثیر قرار می‌دهند (Kaviani and Masoudian 2008).

با این حال در رابطه با فرارفت دمایی و الگوهای گردش مولد آن و همین‌طور تأثیر آن در بروز پدیده‌هایی مانند بارش، یخبندان، موج سرمای و فرارفت دمایی و غیره مطالعاتی در خارج و در داخل ایران انجام شده است طوری که (1990) Takahashi در مطالعه‌ای منطقه دریایچه بایکال مغولستان را مهم‌ترین محل تشکیل پرفشار سرد معرفی کرده و معتقد است وقتی پرفشار سرد و قوی از آن منطقه به سمت جنوب نفوذ و گسترش یابد به‌عنوان یک فرآیند جوی باعث ورود سرما و حاکمیت فرارفت دمایی سرد می‌شود. Chang et al. (1980) به مطالعه فرارفت هوای گرم در منطقه یونان به‌عنوان یکی از عوامل ایجادکننده بارش پرداختند.

Metaxas and Repapis (1977) در مطالعه‌ای فرارفت گرم را مطالعه و مشاهده نمودند که بزرگ‌ترین فرارفت‌های گرم در نتیجه جابه‌جایی سامانه‌ای دو کم‌فشاری است که به‌وسیله یک پرفشار از هم جدا شده‌اند. An (2008) نشان داد که فرآیندهای درونی سیستم جو- اقیانوس می‌تواند باعث ایجاد نوسانات چنددهه‌ای شود، به‌گونه‌ای که گسترش امواج راسبی یا فرارفت گرمایی نصف‌النهاری به‌تنهایی می‌تواند نوسانات اقلیمی یک یا دو دهه‌ای ایجاد کند، درحالی‌که ترکیب این دو فرآیند نوسانات چنددهه‌ای را موجب می‌شود. در همین راستا نیز در مطالعات داخلی به نقش فرارفت دمایی گرم و سرد و تأثیر آن در بروز پدیده‌های جوی در سطح کشور پرداخته شده است به‌گونه‌ای که این مطالعات در جنبه‌های مختلفی به بررسی وضعیت دمایی در منطقه پرداخته است. به‌عنوان مثال پرفشار حرارتی سبیری که نتیجه بازتاب و انعکاس سرمای

تغییرات دما تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاع و توده‌های هوا است، به‌طوری‌که با تغییر هر یک از این عوامل دما نیز تغییر خواهد کرد. هرچند به نظر می‌رسد که تغییرات دما از الگوی کلی تری نیز پیروی می‌کند که تابعی از تغییرات زاویه تابش خورشید و چگونگی توزیع انرژی گرمایی در طول سال است که طی زمان ثابت نیست و افت‌وخیزهایی در آن مشاهده می‌شود. در فصل سرد مشاهده می‌شود که ناگهان هوای نسبتاً گرم یا ملایمی وارد منطقه می‌شود و یا در فصل گرم هوای نسبتاً خنکی چندین روز حاکمیت می‌یابد. به این‌گونه یورش‌های هوای سرد یا گرم فرارفت دمایی اطلاق می‌شود (Masoudian and Montazeri 2010).

سازوکار فرارفت دما به دو صورت فرارفت دمایی سرد و گرم اتفاق می‌افتد؛ فرارفت هوای سرد انتقال افقی هوای سرد از طریق باد که باعث تشکیل یک منطقه با دمای کمتر در داخل یک منطقه با دمای بیش‌تر است. فرارفت هوای گرم همان انتقال هوای گرم از طریق جریان باد است که منجر به تشکیل یک منطقه با دمای بیش‌تر در داخل یک منطقه با دمای کمتر می‌شود (Fallah 2011). در همین راستا الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در وقوع و رخداد، شدت و توزیع فضایی فرارفت بر عهده‌دارند به‌گونه‌ای که رخداد پدیده‌های محیطی و فرارفت‌های در رابطه با الگوهای گردش جوی در بروز و رخداد آن‌ها نقش اساسی تری نسبت به سایر عوامل ایفا می‌کنند؛ چراکه سامانه‌های جوی عرض‌های شمالی در طول سال هوای سرد عرض‌های شمالی را به سمت نواحی داخلی ایران منتقل و جابجا می‌کنند که در نهایت با فرارفت دمایی سرد همراه است. سامانه‌های عرض‌های جنوبی در نواحی حاره و جنب حاره هوای گرم را به سمت نواحی داخلی ایران جابه‌جا می‌کنند که معمولاً با فرارفت دمایی گرم همراه است. به‌گونه‌ای که تمامی سامانه‌ها و عوامل سازنده و کنترل‌کننده اقلیم ایران به صورت عوامل محلی (زیر ساخت اقلیمی)، بیرونی (روی ساخت اقلیمی) و پیوند از دور (فرا ساخت اقلیمی) تأثیرگذارند که عوامل روی ساخت اقلیمی بر اثر گسترش سامانه‌های فشار نواحی مجاور مانند پرفشار سبیری، فرو بار گنگ و هوای گرم عربستان (روی ساخت

همچنین کم‌فشار اورال با مرکزیت روی جلگه سیبری غربی هوای سرد عرض‌های شمالی و منطقه قطبی را بر روی نوار ساحلی خزر فرارفت می‌کنند، درحالی‌که در فرارفت هوای گرم به این منطقه مرکز کم‌فشار عربستان، پاکستان و خلیج فارس نقش اصلی و مهمی را ایفا کرده‌اند (Ghasemi 2005). همچنین (Barati 1999) با مطالعه بر روی یخبندان‌های بهاره ایران نشان داد که فرارفت دمایی سرد و به تبع آن ایجاد یخبندان‌های نوع انتقالی در تمامی موارد با جابه‌جایی محور فرود در سطح 500 hPa و حرکت پرفشار مهاجر سطح زمین در غرب مدیترانه به سمت ایران و ادغام با پرفشار سیبری همراه بوده که با فرارفت هوای سرد خود سبب بروز یخبندان‌های بهاره ایران شده است. با این حال از آنجایی‌که مطالعه و بررسی دما و فرارفت دمایی می‌تواند شناخت بهتری از چگونگی تأثیرگذاری فرارفت دمایی بر بارش‌ها فراهم کند و مکانیسم تأثیرگذاری آن کاملاً در ارتباط با الگوهای گردشی جو، سامانه‌ها و توده‌های هوا است.

در این مطالعه به بررسی نقش فرارفت دمایی در بارش‌های بهاره ایران پرداخته شد و از آنجایی‌که لایه ضخامت جوی در ارتباط مستقیم با دما می‌باشد تأثیر نقش فرارفت دمایی بر افت و خیزهای لایه ضخامت جوی مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه کل کشور ایران را در برمی‌گیرد. در شکل (۱) تعداد ایستگاه‌های مورد استفاده جهت تکمیل داده‌های بارش در هر مرحله نشان داده شده است.

۲-۲- داده‌های پژوهش

۲-۲-۱- داده‌های محیطی

با توجه به هدف مطالعه از دو پایگاه داده‌ای (داده‌های محیطی و داده‌های جوی) بهره گرفته شده است. داده‌های محیطی مورد استفاده در این پژوهش از سه منبع تأمین شده است. داده‌های میان‌یابی شده پایگاه داده‌ی اسفزاری با تفکیک مکانی $15 \times 15 \text{ km}^2$ برای دوره‌ی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ برای ۱۴۳۴ ایستگاه در ماتریسی به ابعاد 15992×7187 روز تولید شد. بخش دوم داده‌ها با استفاده از داده‌های بارش ۶۷۳ ایستگاه همدید

شدید طی فصول پاییز و زمستان است، در دوره سرد سال بر آسیا حاکم می‌شود و به‌عنوان یک مرکز کنش جوی مهم نیمه ماندگار با سردترین و متراکم‌ترین توده‌ها در نیم‌کره شمالی، به‌عنوان عامل کنترل‌کننده اقلیم اوراسیا در دوره سرد سال عمل می‌کند، به‌طوری‌که با ورود به نواحی داخلی ایران از سمت شمال شرق، شرق و شمال کشور متناسب با شرایط اقلیمی حاکم بر کشور منجر به ایجاد بارش، برف، یخبندان و سرما می‌شود (Shabankareh and Halbian 2013).

علاوه بر این توده‌های گرم و خشک عربستان در فصل تابستان هوای گرم و خشک صحرای عربستان و نواحی مجاور را از سمت نواحی جنوب غرب به نواحی داخلی ایران فرارفت می‌نماید و منجر به حاکمیت هوای گرم و خشک بر نواحی جنوب غرب (بخصوص خوزستان) می‌شود (Lashkari and Mohammadi 2015). در همین راستا نیز در نواحی شرق و جنوب شرق کشور نفوذ سامانه کم-فشار حرارتی گنگ در تراز دریا و حاکمیت پر ارتفاع جنب حاره آزر که با افزایش حداکثری ضخامت جو همراه است، موجب بروز دماهای خیلی گرم و فرارفت دمایی شدید در منطقه شرقی و جنوب شرق کشور شده است (Ghasemifar and Nasserpour 2016). همچنین، بررسی وضعیت اقلیمی منطقه شمال غرب زمانی که الگوهای پرفشار سیبری در سطح زمین همراه با توده‌های هوای مهاجر غربی و در سطوح فوقانی با استقرار ناوهای عمیق که منطقه شمال غرب در ناحیه غربی آن قرار دارد، باعث می‌شود، جریان و اچرخندی غرب ناو هوای بسیار سرد عرض‌های بالای جغرافیایی را به شمال غرب ایران وارد کرده که در نهایت منجر به ایجاد روزهای سرد و بروز امواج سرما شده است (Ghavidel and Rezaei 2014).

علاوه بر این وضعیت نصف‌النهاری جریان بادهای غربی که با وزش و فرارفت هوای سرد عرض‌های قطبی و کاهش سرعت توده‌های قطبی سرد در سطح منطقه همراه است، موجب استمرار زمانی روزهای سرد شده و انواع امواج سرمایی به‌واسطه فرارفت دمایی سرد را ایجاد کرده است (Masoudian and Montazeri 2010). درحالی‌که در رخداد و بروز امواج سرما و گرما در سواحل دریای خزر سه مرکز پرفشار اروپای شرقی، سیبری، کوه‌های آلپ و

روی داده‌های فرارفت و شناسایی روزهای نماینده، اقدام به تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌ها شد. به‌منظور انتخاب روزهای نماینده حاصل از گروه‌های به‌دست‌آمده از روش ضریب همبستگی لوند^۲ استفاده شد. بدین ترتیب برای انتخاب روز نماینده، روزی که بیش‌ترین شباهت را با بیش‌ترین تعداد روزهای گروه داشت، انتخاب شد. ضریب همبستگی معرف درجه همانندی الگوهای دو نقشه با همدیگر است. برای این کار باید ضریب همبستگی آستانه معینی را پذیرفت. مقدار ضریب همبستگی در این‌گونه موارد نوعاً بین ۰/۵ تا ۰/۷ تغییر می‌کند. روزهای نماینده بر پایه آستانه ۰/۵۵ استخراج شد. بعد از استخراج روز نماینده به‌منظور تحلیل همبستگی آن‌ها از فشار تراز دریا، جریان باد، فرارفت دمایی، و ضخامت جو استفاده شد.

۳- یافته‌ها و بحث

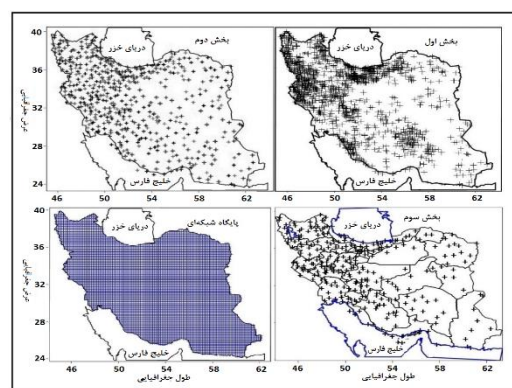
۳-۱- مشخصات آماری توصیفی بارش‌های بهاره

ایران

جدول (۱) مشخصات آماری توصیفی بارش‌های بهاره ایران را نشان می‌دهد. مشخصات توصیفی بارش‌های بهاره ایران نشان می‌دهد. در فصل بهار میانگین بارش در ایران ۶۲/۹۹ mm است. اختلاف زیاد میان شاخص‌های مرکزی، میانگین، میانه و مد به ترتیب ۶۲/۹۹، ۴۵/۰۵، و ۱۳/۳۳ mm نشان‌دهنده عدم یکنواختی ریزش‌های جوی و عوامل کنترل‌کننده آن در طول فصل بهار است. بیش‌ترین مقدار بارش‌های بهاره ایران در ماه فروردین (۳۴/۵۳ mm) و کم‌ترین مقدار در ماه خرداد (۶/۸۲) بوده است. این وضعیت مبین آن است که در اوایل فصل بهار هنوز سامانه‌های جوی به‌وجودآورنده بارش‌های زمستانه در منطقه مورد مطالعه حضور دارند و به‌تبع آن منجر به ایجاد بارش‌های فروردین‌ماه می‌شوند. درحالی‌که در اواخر فصل بهار به دلیل خارج شدن سامانه‌های جوی دوره سرد سال و نفوذ تدریجی سامانه‌های دوره گرم از جمله پرفشارهای جنب حاره و عدم نفوذ گسترده بادهای غربی به ایران مانع ایجاد بارش‌ها در خردادماه و اواخر فصل بهار شده است.

2. Lund Correlation

از تاریخ ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ تا ۱۳۸۹/۱۲/۲۹ به پایگاه داده‌ای اول اضافه شد و در مجموع ماتریسی به ابعاد ۱۸۱۸۳×۷۱۸۷ ایجاد شد. بخش سوم از داده‌ها با استفاده از داده‌های بارش ۶۷۳ ایستگاه همدید تاریخ ۱۳۸۹/۱۲/۲۹ تا ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ به پایگاه داده‌ای اول و دوم و در مجموع ماتریسی به ابعاد ۲۰۴۵۴×۷۱۸۷ ایجاد و به‌عنوان پایگاه داده‌ای نهایی تکمیل و استفاده شد توزیع مکانی این ایستگاه‌ها در شکل (۱) ارائه شده است. به‌منظور تعیین روز بارشی سه شرط بارش 1mm و بیشتر، حداقل دو روز تداوم بارش و حداقل ۵۰٪ مساحت کشور بارش داشته باشد، در نظر گرفته شد (با شرط پیوستگی مکانی).



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه و توزیع مکانی پایگاه داده‌ای مورداستفاده

Fig. 1 The study area and spatial distribution of the database used

داده‌های جوی مورداستفاده در این پژوهش شامل داده‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، فرارفت و ضخامت جو می‌باشند. این متغیرها از پایگاه داده‌ای (NCEP/NCAR) وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا دریافت شده و در ترازهای ۵۰۰، ۷۰۰، و ۱۰۰۰ hPa استفاده شد. قدرت تفکیک مکانی این داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی می‌باشد.

۳-۲-۲- شناسایی الگو

به‌منظور شناسایی الگوهای بارش فراگیر ایران از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. باهدف انجام طبقه‌بندی بر

1. National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

جدول ۱- مشخصات توصیفی بارش‌های بهاره ایران (mm)
Table 1 Descriptive characteristics of Iran spring precipitation (mm)

فصل بهار	خرداد	اردیبهشت	فروردین	
63.71	6.82	22.36	34.53	میانگین
43	3.27	13.33	27.02	میانه
12.77	0.03	1.83	8.79	مد
2025.28	89.64	386.4	421.35	واریانس
45	9.47	19.66	20.53	انحراف معیار
70.64	138.84	87.92	59.44	ضریب تغییرات
263.77	76.2	97.43	120.4	دامنه تغییرات
1.08	2.64	1.09	1.16	چولگی
3.2	10.71	3.05	3.86	کشیدگی
276.55	76.22	99.25	129.2	بیشینه
12.77	0.03	1.83	8.79	کمینه
28.93	1.34	7.52	18.67	چارک اول
43	3.27	13.33	27.02	چارک دوم
152.77	29.8	62.45	75.61	چارک سوم

است که شکل توزیع فراوانی بارش متقارن نیست و بر توزیع نرمال انطباق ندارد؛ بنابراین شکل توزیع فراوانی تمایل به مقادیر پایین دارد و به بیان دیگر فراوانی مقادیر کم‌تر از میانگین، بیش‌تر از فراوانی‌های بیش‌تر از میانگین است.

مشخصه کشیدگی بیانگر تخت یا مرتفع بودن منحنی توزیع است. اگر ضریب کشیدگی به صفر نزدیک شود، حالت پخی در توزیع وجود داشته و کشیدگی در توزیع فراوانی داده‌ها وجود ندارد. منفی شدن کشیدگی، گویای وجود نقاط پرت کم‌تر از میانگین در داده‌ها است (Asakereh 2007). وقتی ضریب کشیدگی مثبت باشد، مقادیر فرین بیش‌تر از میانگین در داده‌ها، زیاده‌تر از مقادیر فرین کم‌تر از میانگین رخ داده که این امر در رابطه با بارش‌های بهاره در جدول (۱) قابل مشاهده است.

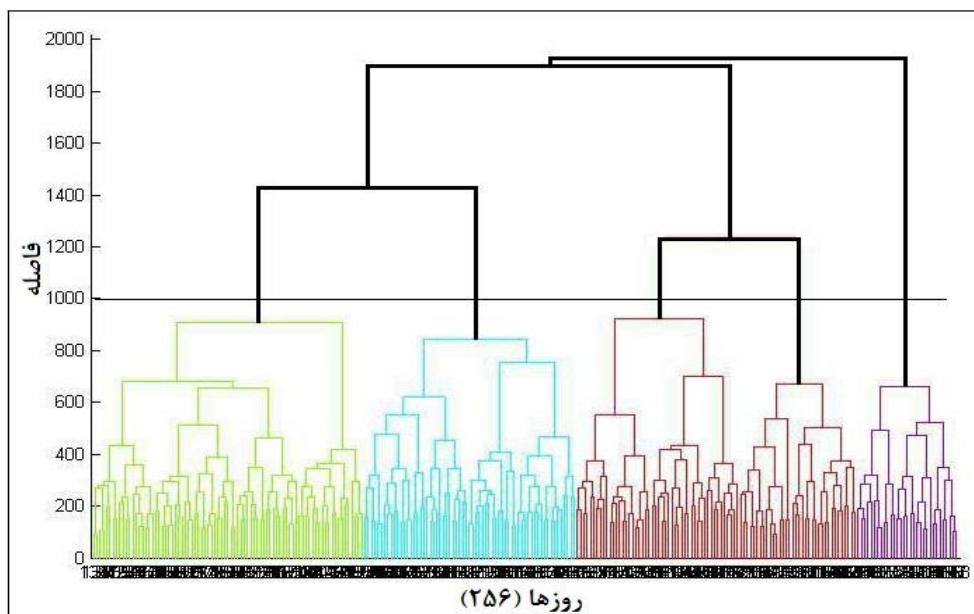
۳-۲- تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار

شکل (۲) دندروگرام حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار متناظر با روزهای بارشی بهاره ایران را نشان می‌دهد. در این روش برای شناسایی الگوهای مؤثر

از آن جایی که واریانس نشان‌دهنده تغییرات و نوسانات نسبت به میانگین است، بیش‌ترین میزان تغییرات و نوسانات بارش‌های بهاره ایران در فروردین 421.35 mm و کم‌ترین میزان تغییرات و نوسانات در ماه خرداد 20.53 mm بوده است؛ چراکه در فروردین ماه توده هواهای متفاوت و مختلفی وارد منطقه شده و منجر به افت و خیز در بارش شده‌اند. در حالی که اواخر فصل بهار شرایط اقلیمی باثبات‌تری را تجربه کرده است. از آن جایی که ضریب تغییرات کم معرف پایداری، نظم و ثبات در بردایی و افت و خیزهای اقلیمی می‌باشد، قابلیت اعتماد برای بارش بیشتر می‌شود. در حالی که ضریب تغییرات بالا معرف ناپایداری و عدم اعتماد است (Asakereh 2011). آشکار است که ضریب تغییرات بارش‌های بهاره ایران بسیار زیاد است و از 138.84 mm در ماه خرداد، 87.92 mm در اردیبهشت تا 59.44 mm در ماه فروردین متفاوت است، به گونه‌ای که هر چه به انتهای فصل بهار نزدیک می‌شویم بر میزان تغییرات و نوسانات بارش افزوده می‌شود.

ضریب چولگی بالا در فصل بهار (فروردین، اردیبهشت و خرداد) به ترتیب دارای مقادیر 1.16 ، 1.08 و 1.09 بوده است. این امر نشان‌دهنده این

(محل برش دندروگرام یا تعداد الگوهای مؤثر) از آزمون اختلاف میانگین و تحلیل واریانس درون‌گروهی و برون‌گروهی بهره گرفته شده است. مشخصات این الگوها در جدول (۲) آورده شده است. بر این اساس الگوی پرفشار سیبری-کم فشار عربستان، کم فشار سودان با فراوانی ۸۳٪ بیش‌ترین نقش را در رخداد بارش‌های فراگیر بهاره ایران داشته است. این در حالی است که بیشترین مقدار بارش-های بهاره ایران زمانی رخ داده است که فرافرت دمایی ناشی از پرفشار اروپا-کم فشار جنب قطبی، کم فشار عربستان بر جو ایران حاکمیت داشته است.



شکل ۲- دندروگرام حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار روزانه سطح زمین برای دوره آماری ۱۳۹۲-۱۳۴۰

Fig. 2 Cluster analysis dendrogram on daily ground pressure data for the 1961-2013 period

جدول ۲- مشخصات توصیفی الگوهای بارش بهاره ایران

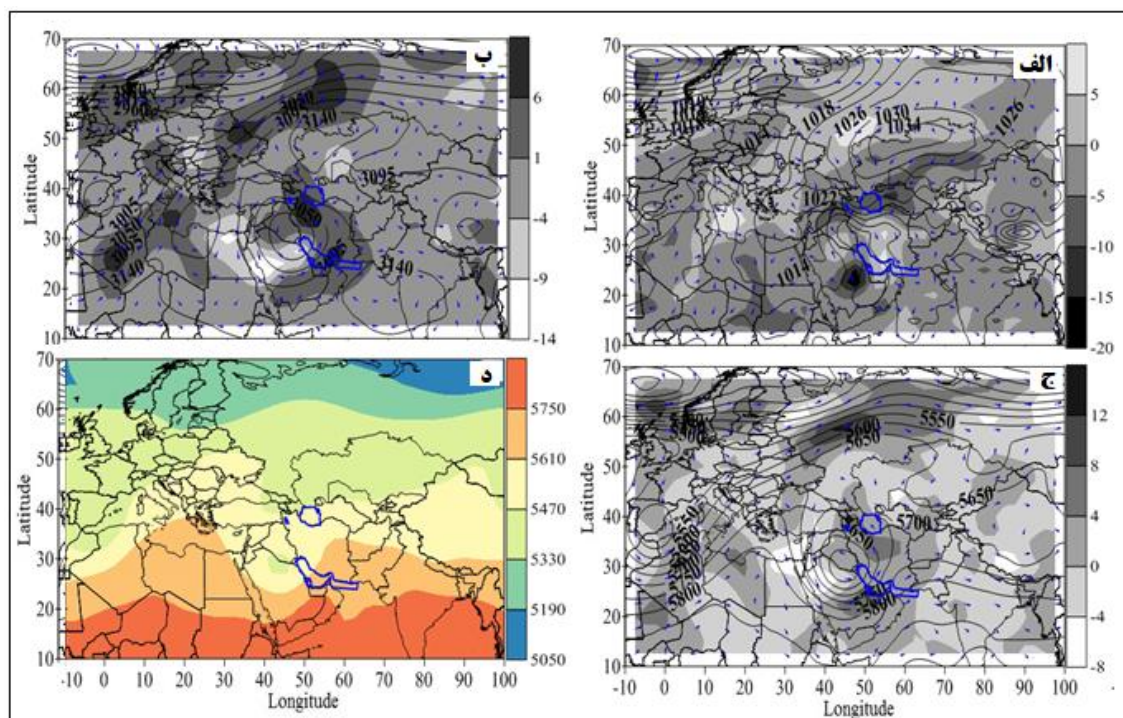
Table 2. Descriptive characteristics of Iranian spring rainfall patterns

فرآوانی الگو	مجموع بارش برای روز نماینده در هر الگو (mm)	درصد مساحت تحت پوشش بارش فراگیر در روز نماینده	الگو
36	1368.5	82.27	الگوی اول
50	261.1	61.4	الگوی دوم
65	1626.5	51.8	الگوی سوم
83	1478.5	69.2	الگوی چهارم
31	763.7	67.5	الگوی پنجم

۳-۳- الگوی اول

خود تا شرق اروپا گسترش پیدا کرده است این حرکت مداری و غرب‌سوی علاوه بر نوار سواحل دریای خزر نواحی شمال‌غرب‌وز ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. این وضعیت سبب فرافرت هوای سرد بر روی دریای خزر و نواحی شمال غربی ایران شده است طوری که شدیدترین فرافرت دمایی سرد به مقدار 14°C در نواحی جنوبی دریای خزر و نواحی شمال‌غرب کشور حاکمیت یافته است.

شکل (۳) توزیع مکانی فرافرت دمایی و ضخامت جو را برای روز نماینده در الگوی اول نشان می‌دهد. در نقشه فشار و فرافرت دمایی تراز دریا (شکل ۳- الف) زبانه گسترش‌یافته پرفشار مستقر در قزاقستان با فشار مرکزی 1035 hPa در عرض جغرافیایی 38° شمالی و 62° طول شرقی قرار دارد که با گسترش افقی و نصف‌النهاری زبانه‌های آن تا روی دریای خزر و با حرکت مداری و غرب‌سوی



شکل ۳- نقشه الف- فشار تراز دریا بر حسب hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، ب- تراز ۷۰۰ hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، ج- تراز ۵۰۰ hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، د- ضخامت جو بین تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa بر حسب ژئوپتانسیل متر

Fig. 3 Map of a). Sea level pressure in hPa and temperature advection in °C/m, b). 700 hPa and temperature advection (°C / m), c). 500 hPa and temperature advection (°C/m), and d). Atmospheric thickness between 1000 and 500 hPa in terms of Geopotential meters

رطوبتی شمال (دریای خزر) و جنوب (خلیج فارس، دریای عمان) به داخل خاک ایران شده و فرآیند شار رطوبت، بارش فراگیر را به وجود آورده است. در این بین می‌توان گفت نحوه عملکرد سامانه‌های کم‌فشار و زبانه‌های ورودی به داخل ایران با ایجاد جریان‌های همگرایی شدید در تراز دریا باعث تقویت حرکات واگرایی در سطوح فوقانی شده و با تقویت صعود دینامیکی، بر شدت ناپایداری‌ها افزوده است (Ninomiya 1996; Park et al. 2008; Takaya and Nakamura 2005)

در تراز ۷۰۰ hPa (شکل ۳-ب) سامانه کم ارتفاع مستقر بر روی عربستان با قرارگیری در نواحی غربی و جنوب غربی کشور با حرکت چرخندی و پادساعت‌گرد خود در قسمت ناپایدار کم‌فشار مذکور و بازوی بالارونده آن فرارفت هوای گرم به مقدار ۱-۶ °C را سبب شده است. علاوه بر این وضعیت تراز ۷۰۰ hPa به گونه‌ای است که شیو فشاری شدیدی به واسطه این دو سامانه ایجاد شده و بیشترین میزان ناپایداری هوا و کژفشاری را در نواحی شمالی و شمال غرب کشور سبب شده است. از آنجایی که افزایش

با این حال علاوه بر نواحی شمالی و شمال غرب ایران که تحت تأثیر فرارفت دمایی سرد قرار دارند، نواحی جنوبی، غربی، جنوب غربی و سایر نقاط منطقه مطالعاتی فرارفت دمایی گرم منطبق بر حضور کم‌فشار گسترش یافته و ناوه نفوذی کم‌فشار دریای سرخ است که از مناطق حاره عبور کرده و در نواحی مرکزی عربستان منجر به تشکیل هسته شده و منجر به ایجاد فرارفت دمایی به میزان ۴ °C شده است. از آنجا که جریان باد جنوبی هوای گرم را از عرض‌های پایین‌تر به عرض‌های بالاتر فرارفت می‌کند یا خطوط دما را از گرم به سردتر قطع می‌کند، این وضعیت سبب ایجاد اختلاف دمایی شدید و متعاقباً اختلاف فشار زیاد به واسطه حرکت سامانه‌های فشاری شده است. در نتیجه این الگو یک شیب فشاری بسیار شدید بین پرفشار حرارتی مستقر بر روی شمال قزاقستان و زبانه‌های کشیده شده از آن‌ها که تا نواحی شمالی ایران کشیده شده با کم‌فشار مستقر بر روی عربستان و نواحی داخلی ایران (که تا نواحی مرکزی و غربی کشیده شده) به وجود آورده است. گرادبان شدید فشاری باعث شدت یافتن سرعت باد در حدفاصل بین مراکز کم‌فشار و پرفشار و باعث انتقال رطوبت از منابع

توده‌هوای سرد عرض‌های بالاتر و جریانات سرد نواحی شمالی از اطراف دریاچه بایکال و صحرای بزرگ روسیه با نفوذ به نواحی پایین‌تر موجب کاهش ضخامت جو شده است. وضعیت ضخامت جو به‌گونه‌ای است که در بین ترازهای میانی و پایینی جو بیشترین میزان تبعیت و پیروی از تراز 500 hPa را داشته است.

۳-۴- الگوی دوم

شکل (۴) توزیع مکانی فرارفت دمایی و ضخامت جو روز نماینده را برای الگوی دوم نشان می‌دهد. نقشه فشار و فرارفت دمایی تراز دریا (شکل ۴-الف) نشان می‌دهد که فرارفت هوای سرد به میزان 6°C به‌واسطه حضور پرفشار است که در نیمه شمالی کشور برقرار است، چراکه این سامانه پرفشار با فشار مرکزی 1034 hPa در موقعیت جغرافیایی 50° شمالی و 75° طول شرقی بر روی قزاقستان تشکیل شده است طوری که با حرکت و اچرخندی خود در حال انتقال و ریزش هوای سرد به نواحی داخلی ایران است.

علاوه بر این در نواحی جنوبی فرارفت دمایی ضعیف‌تری به مقدار 1°C برقرار است، چرا که از یک‌طرف زبانه‌هایی از پرفشار مذکور به نواحی جنوبی ایران نفوذ پیدا نکرده و از طرف دیگر بر روی نیمه جنوبی کشور زبانه‌هایی از سامانه کم‌فشار نفوذی سودان و خلیج فارس حاکم است که باعث فرارفت هوای نه‌چندان سرد به داخل بخش‌های جنوبی ایران شده است. باین حال وضعیت جوی منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد که مهم‌ترین سامانه تشکیل شده (شکل ۴-الف) در کمربند پرفشار قوی ایجادشده در آسیای مرکزی به‌واسطه سامانه پرفشار مستقر در قزاقستان است که با حرکت و اچرخندی، هوای سرد شمالی را وارد ایران می‌کند. همچنین کم‌فشار شمال اروپا واقع بر روی دریای شمال، با هسته‌ی 987 hPa بر روی شمال اروپا واقع شده و جریانات منشأ گرفته از آن با حرکت مداری و شرق سوی خود از روی سامانه پرفشار قزاقستان عبور کرده و موجب تشدید و رانده شدن این پرفشار به سمت عرض‌های جنوبی‌تر شده است.

همچنین، سامانه کم‌فشار سودانی با حرکت به سمت نواحی شمالی و گذر از روی دریای سرخ وارد نواحی مرکزی مدیترانه شده، به‌گونه‌ای که زبانه‌هایی از آن تا روی خلیج

فشار سلول مرکزی سیبری ناشی از نفوذ توده‌هوای سرد قطبی در لایه‌های فوقانی جو است (Idolph 1977).

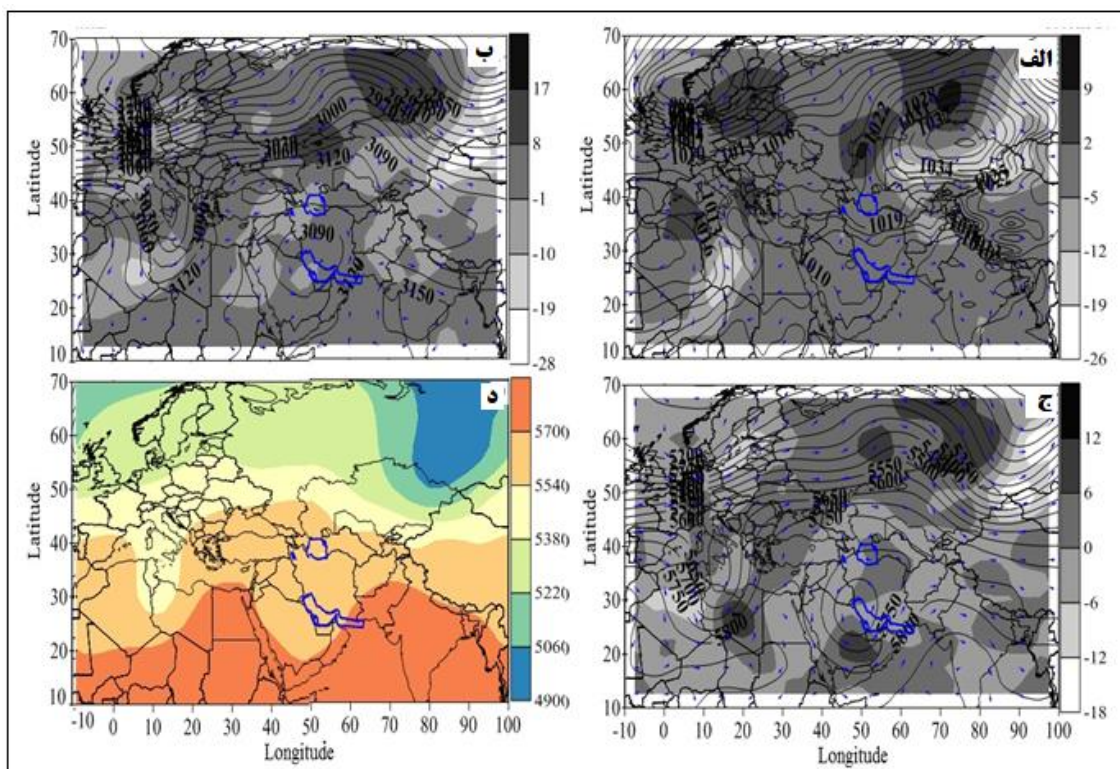
در تراز 500 hPa (شکل ۳-ج) ریزش هوای سرد قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر برقرار است و موجب گسترش زیاد و حرکت نصف‌النهاری پرفشار سیبری در ترازهای پایین جو شده است. با این حال در تراز 500 hPa (شکل ۳-ج) رخداد پدیده کم‌فشار نفوذی مناطق حاره بر روی نواحی غربی و جنوب غربی مشاهده شده است که آب‌وهوای ایران را تحت تأثیر خود قرار داده و منجر به ایجاد فرارفت هوای گرم شده است. علاوه بر این با توجه به ایجاد مانع در کم‌فشار مذکور سبب ایجاد ناوه در قسمت‌های جنوب شرقی و جنوب غربی خود، شده است؛ لذا حرکت چرخندی و واگرایی شدید در این قسمت‌ها حاکم بوده و همین شرایط چرخندی در ناوه، باعث ایجاد ناپایداری شدید می‌شود؛ بنابراین شکل‌گیری چنین شرایطی در این الگوی بارشی و قرار داشتن بخش‌های غربی، جنوب غربی و شمال غرب ایران در قسمت‌های جنوب شرق و بخش چرخندی مربوطه که با افزایش جرم و چگالی و در نهایت با افزایش فشار و همگرایی هوا همراه شده است، منجر به ایجاد فرارفت دمای سرد به میزان 4°C بر روی ایران شده است.

هوای بیش‌تر نقاط جنوب غرب و غرب ایران تحت تأثیر این سازوکار شدید قرار گرفته و با توجه به تداوم زمانی زیاد پدیده‌های اقلیمی همراه شرایط مانع مناطق تحت تأثیر آن بارش‌های طولانی و فراگیری را تجربه کرده‌اند. در همین راستا و از آنجایی که لایه‌ی ضخامت جو در ارتباط مستقیم با دمای هوا قرار دارد.

وضعیت ضخامت جو (شکل ۳-د) نیز نشان می‌دهد که دلیل ضخامت زیاد جو در نواحی جنوبی کشور جریان هوا و فرارفت هوای گرم در نواحی جنوبی است که به مناطق حاره و جنب‌حاره‌ای نزدیک است. با پیشروی به سمت عرض‌های بالاتر بر میزان ضخامت جو کاسته می‌شود، از آنجایی که بسیاری از پژوهش‌گران دریاچه بایکال را مهم‌ترین محل تشکیل پرفشار سیبری می‌دانند و وجود ضخامت جو نقش بسزایی در پدیده‌های جو دارد و از روی نقشه‌های ضخامت می‌توان نوع بارش، محل جبهه و بسیاری از پدیده‌ها را تخمین زد (Alijani 2010).

سرد به نواحی جنوبی کشور است. این وضعیت به گونه‌ای است که همگرایی جریان هوا علاوه بر تراز دریا، در تراز 700 hPa نیز برقرار است و جو ناپایدار عمیقی را بر فراز ایران ایجاد کرده است. در رابطه با تشدید و حرکت کم‌فشار سودان می‌توان گفت که ناوه عمیق غرب مدیترانه که تا نواحی شمالی آفریقا کشیده شده سبب دینامیکی شدن و تحرک بالای کم‌فشار مذکور شده که در نهایت به سمت نواحی غربی و جنوب غربی ایران به حرکت درآمده و به‌طور کامل در سامانه کم‌فشار خلیج فارس ادغام شده است.

فارس کشیده شده و با ادغام در کم‌فشار خلیج فارس خطوط هم‌فشار 1010 hPa را در این محدوده ایجاد کرده است. در تراز 700 hPa (شکل ۴-ب) به‌استثنای مناطق شرق کشور که دارای فرارفت دمایی به میزان 2°C است در سایر محدوده منطقه مورد مطالعه، فرارفت هوای سرد به مقدار 13°C برقرار است. این در حالی است که از شدت و قدرت پرفشار مذکور کاسته شده و زبانه‌های کوچکی از آن بر روی دریای سیاه و ترکیه مستقر شده است، اما کم‌فشار خلیج فارس با خطوط هم‌ارتفاع 3100 ژئوپتانسیل بر روی منطقه حاکمیت دارد و در حال انتقال و فرارفت هوای



شکل ۴- نقشه الف- فشار تراز دریا برحسب hPa و فرارفت دمایی ($^\circ\text{C}/\text{m}$)، ب- تراز 700 hPa و فرارفت دمایی ($^\circ\text{C}/\text{m}$)، ج- تراز 500 hPa و فرارفت دمایی ($^\circ\text{C}/\text{m}$)، و د- ضخامت جو بین تراز 1000 hPa تا 500 hPa برحسب ژئوپتانسیل متر

Fig. 4 Map a). Sea level pressure in hPa and temperature advection ($^\circ\text{C}/\text{m}$), b). 700 hPa and temperature advection ($^\circ\text{C}/\text{m}$), c). 500 hPa and temperature advection ($^\circ\text{C}/\text{m}$), and d). Atmospheric thickness between 1000 and 500 hPa in terms of Geopotential meters

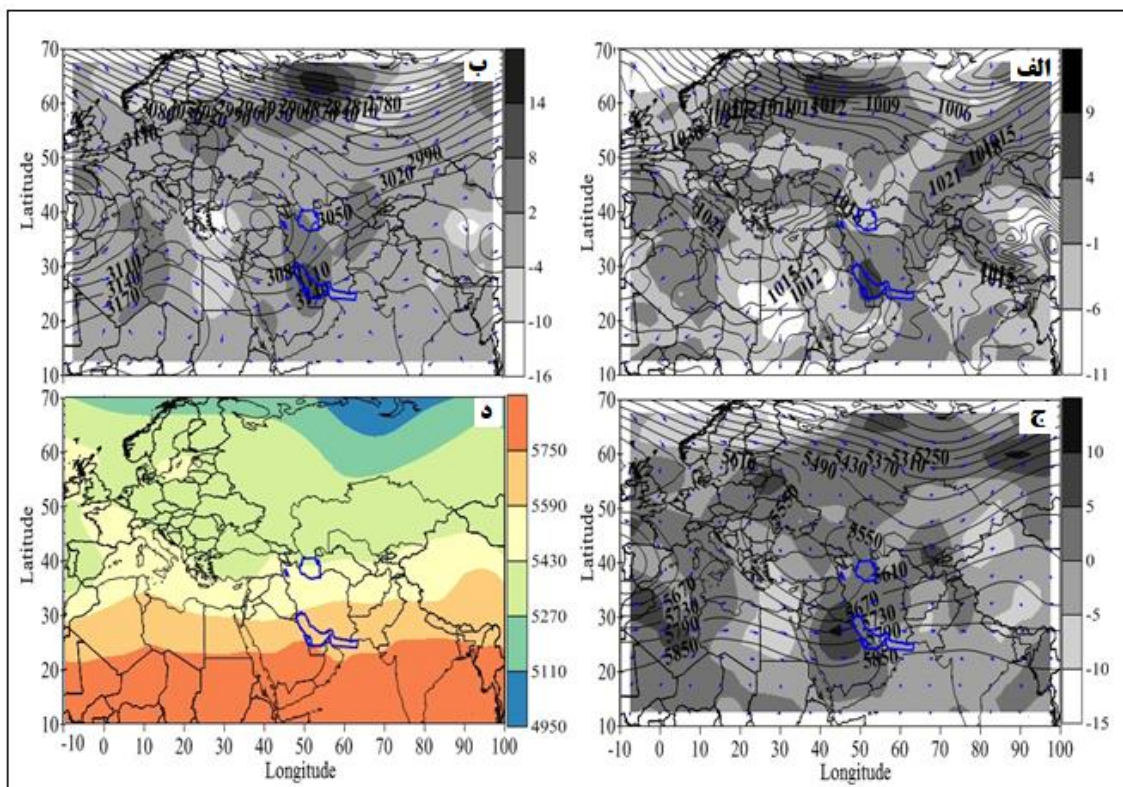
مستولی شده است. فرارفت دمایی نواحی شرقی (شرق و شمال شرق) نسبت به فرارفت‌های غربی (شمال غربی، غرب و جنوب غرب) شدت بیشتری دارند، درحالی‌که فرارفت‌های غربی نسبتاً ملایم‌تر است (Masoudian and Akbari 2009).

نقشه ضخامت جو در (شکل ۴-د) حاکی از زیاد بودن ضخامت جو در زمان رخداد بارش بر روی ایران است که

در تراز 500 hPa (شکل ۴-ج) کم‌فشار مستقر بر روی نواحی خلیج فارس به‌صورت پدیده بندال امگایی شکل درآمده است، چرا که حاکمیت سامانه‌ی کم‌فشار از تراز دریا تا تراز 500 hPa سبب حاکمیت کم‌فشار عمیقی شده که این مسئله با جریان بادهای غربی در حرکت شرق سوی خود موجب دوشاخه شدن جریان باد در نواحی شمالی آفریقا و شرق مدیترانه شده است. با این‌وجود جریان هوا به‌صورت فرارفت دمایی سرد در تمام منطقه مطالعاتی

در منطقه مطالعاتی را سامانه کم‌فشاری بر عهده دارد که از سطح دریا تا تراز میانی جو ادامه دارد و موجب ناپایداری شدید و دامنه‌دار در سطح کشور شده است. درحالی‌که نقش اصلی فرارفت هوای سرد در منطقه را پرفشار مستقر بر روی قزاقستان در تراز دریا و پدیده بندال امگایی شکل به عهده دارد که به‌وسیله جریانات غربی عمل فرارفت و جریان هوای سرد را انجام داده است.

این امر، حاکمیت جریان‌های گرم و یا نه‌چندان سرد بر روی منطقه را نشان می‌دهد. این مسئله، همچنین نشان‌دهنده تشدید ناپایداری‌های جوی بر روی منطقه و گسترش شرایط کژفشاری بر روی ایران است که اتمسفر ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. با این حال میزان ضخامت جو در ایران به میزان (۵۵۴۰ m) است و متناسب با شرایط فرارفت دمایی در ایران دچار آشفتگی‌هایی شده است. با این حال عامل اصلی و مولد بارش و فرارفت دمایی



شکل ۵- نقشه: الف- فشار تراز دریا برحسب hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، ب- تراز ۷۰۰ hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، ج- تراز ۵۰۰ hPa و فرارفت دمایی (°C/m)، و د- ضخامت جو بین تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa برحسب ژئوپتانسیل متر

Fig. 5 Map of a) Sea level pressure in hPa and temperature advection (°C/m), b) 700 hPa and temperature advection (°C/m), c) 500 hPa and temperature advection (°C/m), and d) Atmospheric thickness between 1000 and 500 hPa in terms of Geopotential meters

سودان و مصر که سامانه کم‌فشار حرارتی به آنجا نفوذ کرده فرارفت دمایی سرد به مقدار 11°C تا 6°C دیده می‌شود و به سمت نواحی عربستان و ایران از شدت آن کاسته شده است. با این حال به‌استثنای نوار سواحلی دریای خزر که تحت تأثیر زبانه‌های پرفشار اروپا قرار گرفته در سایر نقاط کشور فرارفت دمایی گرم برقرار است. در همین راستا وضعیت و حاکمیت کم‌فشار سودان و زبانه آن روی عربستان به‌گونه‌ای است که با عبور از روی دریای سرخ و خلیج فارس سبب شار و جابه‌جایی رطوبت و تزریق آن به سمت نواحی جنوبی، جنوب غرب، غرب و شمال غرب ایران

۳-۵- الگوی سوم

در نقشه فشار و فرارفت دمایی تراز دریا (شکل ۵-الف) سامانه پرفشار اروپا در حرکت شرق سوی خود وارد نواحی شمالی دریای خزر و بسته شدن خطوط هم‌فشار در شمال آن شده است. درحالی‌که سامانه کم‌فشار نفوذی سودان که بر روی عربستان تشکیل هسته کم‌فشار را داده است تا نواحی شرقی ترکیه حرکت نصف‌النهاری داشته و در مسیر حرکت خود سبب فرارفت دمایی گرم از جنوب غرب تا شمال غرب ایران شده است، درحالی‌که در نواحی مرکزی

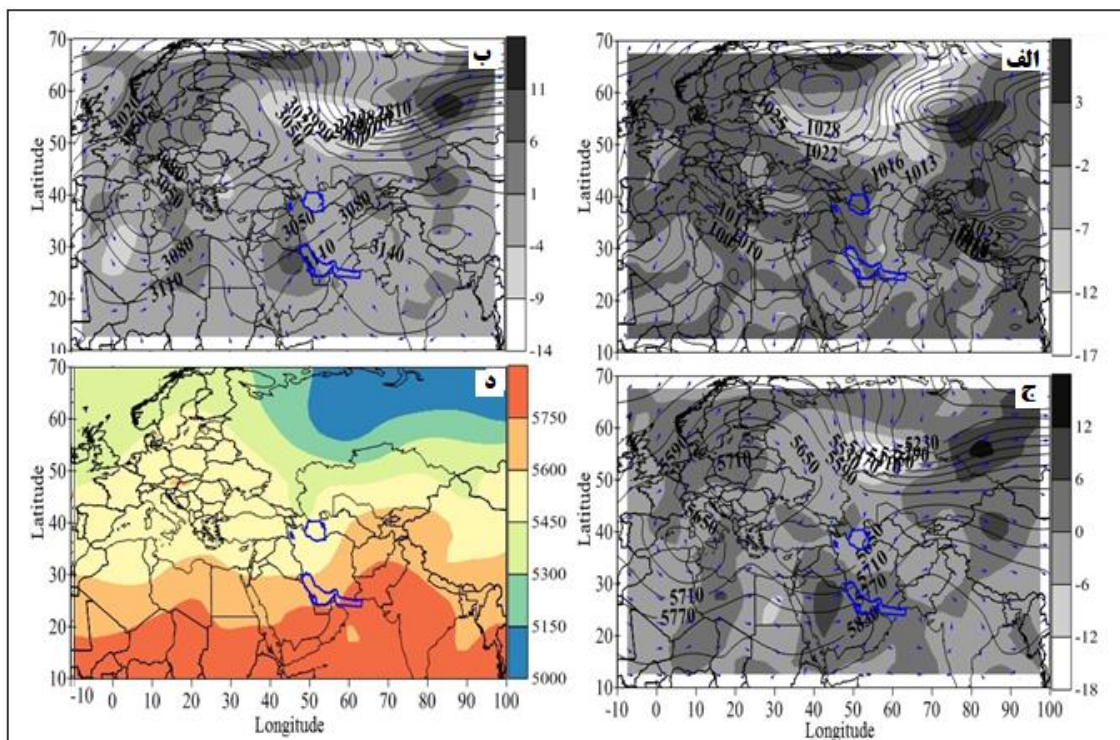
سامانه پرفشار در نواحی شمالی دریای خزر که فرارفت دمایی سرد همراه بوده است؛ علاوه بر ایجاد کم‌فشاری موجب شار و انتقال رطوبت شده و از آنجاکه نواحی غربی، جنوبی و جنوب غربی کشور در ناحیه شرق فرود با تاوایی مثبت و ناپایداری شدید همراه است منجر به ایجاد بارش فراگیر در ایران شده است.

۳-۶- الگوی چهارم

شکل (۶) توزیع مکانی فرارفت دمایی روز نماینده را برای الگوی چهارم نشان می‌دهد. در تراز دریا (شکل ۶-الف) سامانه پرفشار سیبری فعالیت دارد که در حرکت نصف‌النهاری خود زبانه‌ای از سامانه را به سمت نواحی مرکزی ایران هدایت کرده است و موجب ایجاد فرارفت دمایی نه‌چندان سردی به مقدار ۲- تا ۷- °C شده است. این در حالی است که برعکس نیمه شمالی کشور که تحت تأثیر سامانه پرفشار است، نواحی جنوبی، شرقی و غربی ایران تحت تأثیر سامانه کم‌فشار ترکیبی عربستان، سودان است که در حرکت چرخندی خود در حال نفوذ به نواحی داخلی ایران است؛ به‌گونه‌ای که منجر به ایجاد فرارفت دمایی سرد به میزان ۷- °C شده است. در تراز ۷۰۰ hPa (شکل ۶-ب) اولین پدیده‌ای که جلب توجه می‌کند سامانه سرد چال یا کم‌فشار بریده عرض‌های بالایی است که با محور شمال شرق - جنوب غربی بر روی ترکیه و ناحیه شمال غرب ایران است. این در حالی است که در نواحی شامات و نواحی شمالی خاورمیانه اختلاف فشار زیادی به‌واسطه حضور سامانه کم‌فشار شرق مدیترانه و پرفشار شمال اروپا ایجاد شده است؛ این مسئله منجر به تشدید ناپایداری و شدت یافتن جریان هوا در منطقه استیلای پدیده سرد چال است. با این حال فرارفت هوای عرض‌های پایین در ناحیه شرقی فرود جنوب شرق سرد چال نوار غربی ایران از شمال غرب تا جنوب غرب را دربرگرفته است. علاوه بر این قرارگیری ناحیه شرق فرود بر روی نواحی غربی و جنوب غربی ایران که با تاوایی نسبی بالا و ناپایداری جو همراه است بیانگر اوج ناپایداری هوا در نوار غربی ایران است که می‌توان گفت بیش‌ترین مقدار بارش‌ها در این منطقه ایجاد شده است.

شده است. همان‌طوری که مشاهده می‌شود پرفشار اروپا با حرکت نصف‌النهاری خود تحت تأثیر کم‌فشار جنوب‌قطبی قرار گرفته و اجازه نفوذ به سمت عرض‌های شمالی‌تر را پیدا نکرده است و بارانده شدن آن به سمت عرض‌های پایین‌تر نوار شمالی کشور را تحت تأثیر خود قرار داده و منجر به فرارفت دمایی سرد در این منطقه شده است و به‌هرحال علاوه بر ایجاد فرارفت دمایی سرد سبب ایجاد اختلاف دما، اختلاف فشار و در نهایت ناپایداری جو شده است. علاوه بر این فرارفت دمایی تراز ۷۰۰ hPa (شکل ۵-ب) نشان می‌دهد که سامانه کم‌فشاری به‌صورت بندال امگایی و پدیده مانع در نواحی شرقی ترکیه شکل گرفته و هوای سرد عرض‌های شمالی را با دمای ۸- تا ۱۶- °C در ناحیه جنوب غربی ناوه به سمت عرض‌های پایین‌تر و بر روی منطقه شامات فرارفت نموده و در ناحیه جنوب شرق ناوه که بر روی ایران قرار گرفته علاوه بر حاکمیت جوی ناپایدار فرارفت هوای گرم به مقدار ۸ °C بر روی ایران را سبب شده است. در تراز ۵۰۰ hPa (شکل ۵-ج) از شدت و قدرت و همین‌طور گسترش فضایی پدیده بندال کاسته شده و جریانات منشأ گرفته از شمال اروپا با ناوه ضعیف نواحی مرکزی عربستان هم‌محور شده و جریان هوای گرم از نواحی مرکزی عربستان به سمت نواحی جنوب غرب و غربی کشور برقرار شده است.

بررسی وضعیت ضخامت جو ایران در شکل (۵-د) نشان می‌دهد که همانند سایر الگوها بیشترین میزان ضخامت جو در نواحی جنوبی کشور به مقدار (۵۸۵۰ m) و کمترین میزان ضخامت جو در نواحی شمالی کشور به مقدار (۵۵۵۰ m) برقرار است؛ چراکه در اواخر فصل بهار هسته‌ای از پرفشار دینامیکی جنب حاره بر روی ایران بسته می‌شود و از آنجایی که دارای ماهیت گرم است با انبساط جو موجب افزایش لایه ضخامت شده است؛ بنابراین در فصل گرم که الگوی فشار نسبتاً یکنواختی (پرفشار جنب حاره) بر بخش اعظم کشور حاکمیت دارد، فرارفت‌های دمایی چندان زیادی حادث نمی‌شود (Masoudian and Montazeri, 2010). حاکمیت سامانه‌های کم‌فشار در نزدیکی منابع رطوبتی دریای سیاه، مدیترانه و خلیج فارس که با فرارفت هوای گرم و ناپایدار جو همراه بوده است، با برخورد با



شکل (۶) نقشه الف- فشار تراز دریا برحسب hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)، ب- تراز ۷۰۰ hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)، ج- تراز ۵۰۰ hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) و (د): ضخامت جو بین تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa برحسب ژئوپتانسیل متر

Fig. 6 Map of a) Sea level pressure in hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), b) 700 hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), c) 500 hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), and d) Atmospheric thickness between 1000 and 500 hPa in terms of Geopotential meters

۳-۷- الگوی پنجم

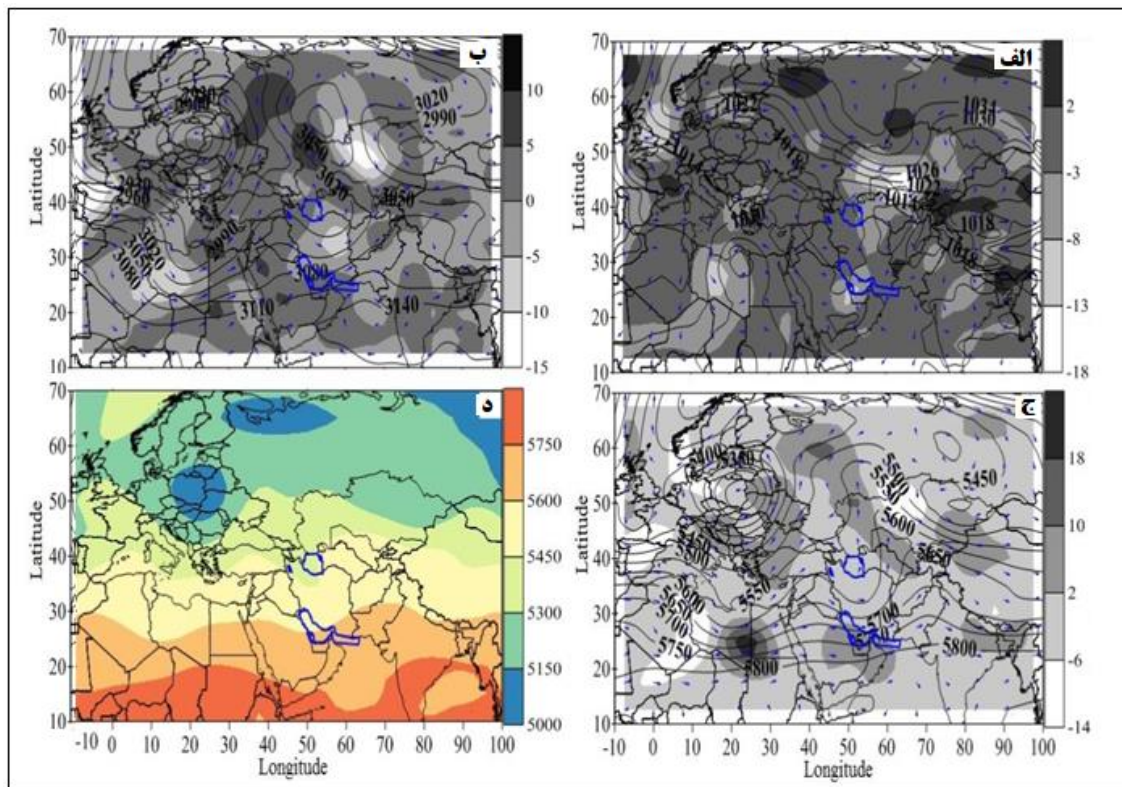
در نقشه تراز دریا (شکل ۷-الف) آرایش وضعیت جوی برای روز نماینده در الگوی پنجم طوری می‌باشد که پرفشار سبیری در وضعیت کاملاً گسترش یافته خود به لحاظ نصف‌النهاری در حال حرکت به سمت نواحی جنوبی و به لحاظ مداری در حرکت غرب سوی خود تا نواحی شمالی و شرق اروپا پیشروی کرده و منجر به فرارفت دمایی سرد به مقدار 6°C - شده است. این در حالی است که مطابق با حضور سامانه کم‌فشار مستقر بر روی ترکمنستان فرارفت دمایی سرد به مقدار 18°C - تا 6°C - از شمال شرق تا جنوب غرب کشور برقرار است؛ هرچند که کم‌فشار سودان با حرکت به سمت نواحی شمالی آفریقا و جنوب شرق عربستان منجر به ایجاد فرارفت دمایی سرد به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی کشور شده است.

وضعیت فرارفت دمایی در تراز ۷۰۰ hPa (شکل ۷-ب) و در تراز ۵۰۰ hPa (شکل ۷-ج) سامانه کم‌فشار بسیار گسترده‌ای در نواحی مرکزی و شمالی اروپا ایجاد شده است که موجب ایجاد موجی شدن جریان‌ات و تشکیل فرود در

در همین راستا و در تراز ۵۰۰ hPa (شکل ۶-ج) نشان می‌دهد که علاوه بر دو سامانه پر ارتفاع نواحی مرکزی اروپا و کم ارتفاع شرق مدیترانه که منجر به ایجاد فرارفت دمایی سرد و مرطوب به سمت نواحی شمالی آفریقا و روی دریای سرخ شده و با تغییر ماهیت جریان هوا و تبدیل آن به هوای گرم و مرطوب از سمت نواحی شمالی آفریقا و عربستان وارد نواحی جنوب غربی بیانگر ضخامت زیاد جو به مقدار ۵۷۰۰ m در ناحیه تحت نفوذ هوای گرم حاره و جنب حاره در نواحی جنوبی خاورمیانه، آفریقا و ایران است و با افزایش عرض جغرافیایی و نفوذ توده‌های سرد در نواحی شمالی ایران از میزان ضخامت جو کاسته شده است و به مقدار ۵۵۰۰ m در نواحی شمال غربی ایران رسیده است؛ بنابراین استقرار و تداوم سامانه‌های کم‌فشار در نواحی اطراف ایران از یک طرف منجر به ایجاد ناپایداری عمیق در جو شده است و از طرف دیگر با فرارفت دمایی سرد از نواحی شمالی و فرارفت دمایی گرم در نواحی جنوبی علاوه بر فراهم شدن شرایط ناپایداری شرایط لازم را برای اشباع رطوبت نسبی جو فراهم کرده و با همراهی و هماهنگی سامانه‌های تراز میانی و پایینی شرایط بارش را فراهم کرده است.

جلوی فرود، هوای گرم جنوب، به طرف شمال می‌وزد (Alijani 2010). نکته قابل توجه در پژوهش حاضر این است که بیشترین و شدیدترین فرارفت دمایی سرد در تراز دریا برقرار است و در ترازهای بالاتر از شدت آن‌ها کاسته شده است که کاملاً تأییدی بر یافته‌های مطالعه شناسایی الگوهای فرارفت دمایی ایران در سال‌های سرد است (Masoudian and Montazeri 2010).

نواحی غربی کشور شده است، به همین دلیل نواحی غربی و جنوب غربی کشور با فرارفت دمایی سرد به میزان 11°C تا 3°C روبه‌رو بوده است. این در حالی است که وضعیت تراز 500 hPa با ایجاد فرود عمیق در نواحی داخلی ایران علاوه بر فرارفت هوای سرد در نواحی غربی منجر به ایجاد فرارفت دمایی سرد در نواحی شرقی ایران شده است؛ چراکه در قسمت عقب فرود که جریان هوا از مدارات شمالی به طرف جنوب است، هوای سرد می‌وزد؛ ولی در قسمت



شکل ۷- نقشه: الف- فشار تراز دریا بر حسب hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)، ب- تراز 700 hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)، ج- تراز 500 hPa و فرارفت دمایی ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)، د) ضخامت جو بین تراز 1000 hPa تا 500 hPa بر حسب ژئوپتانسیل متر

Fig. 7 Map of a) Sea level pressure in hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), b) 700 hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), c) 500 hPa and temperature advection ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), and d) Atmospheric thickness between 1000 and 500 hPa in terms of Geopotential meters

دمایی سرد در ایران زمانی رخ داده که سامانه‌های پرفشار حرارتی در تراز دریا با پشته مدیترانه و کم‌فشار جنب قطبی همراه بوده است. فرارفت‌های سرد ضعیف زمانی رخ داده که پرفشارهای حرارتی تراز دریا به وسیله سامانه‌های تراز بالایی تقویت نشده است. علاوه بر این فرارفت‌های دمایی گرم در منطقه جنوب شرق پدیده بندال و هم‌زمان به فرارفت دمایی و حرکت جریانات جنوب به شمال رخ داده است که با ایجاد ناپایداری در جو و حمل رطوبت از سوی منابع آبی و تأمین رطوبت عرض‌های پایین سبب بارش‌های فراگیر بهار در ایران شده است.

بررسی وضعیت لایه ضخامتی جو (شکل ۷-د) به هنگام بارش‌های بهار ایران در نواحی عرض‌های پایین جغرافیایی، جو فاصله کم‌تری از سطح دریا دارد. در این نواحی وجود زیرسامانه‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای که با ماهیت گرم قرار گرفته است، با افزایش دما و انبساط جو موجب افزایش ضخامت جو شده است. در نواحی شمالی و عرض‌های جغرافیایی بالاتر به دلیل عبور توده‌های هوای با ماهیت سرد نواحی اروپا که با فرود عمیقی همراه بوده است، منجر به ایجاد انقباض در جو و نهایتاً با کاهش ضخامت روبه‌رو بوده است. با این حال شدیدترین فرارفت

۴- نتیجه‌گیری

توزیع مکانی بارش در هر منطقه ارتباط مستقیمی با دمای جو دارد. میزان و تأثیر دما به شکل فرارفت دمایی و وضعیت ضخامت جو در تحلیل بارش‌های بهاره ایران در این مطالعه بررسی شد که نتایج آن به صورت زیر قابل بیان است:

۱- در بررسی فرارفت دمایی و میزان مشارکت سامانه‌های جوی در ایجاد فرارفت‌های دمایی سرد و گرم به سمت ایران تغییرات و نوساناتی در میزان بارش‌های فصل بهار مشاهده شد. به گونه‌ای که این تغییرات و نوسانات در ترازهای دریا، ۷۰۰ و ۵۰۰ hPa با شدت و ضعف‌هایی روبه‌رو بوده است.

۲- شدیدترین فرارفت دمایی سرد زمانی ایجاد شده است که سامانه پرفشار حرارتی سیبری با حرکت نصف‌النهاری خود از نواحی شمال وارد ایران شده و سبب برقراری فرارفت دمایی بسیار سردی در نوار سواحلی دریای خزر و نواحی شمال غرب ایران شده است. نواحی جنوبی‌تر تحت تأثیر فرارفت دمایی گرم ناشی از کم‌فشارهای نفوذی

مستقر بر روی عربستان، خلیج فارس و نواحی اطراف دریای عرب و سودان بوده است که با ایجاد اختلاف دما و نهایتاً اختلاف فشار در جو سبب ناپایداری، صعود و نهایتاً بارش در پهنه ایران شده است.

۳- بیش‌ترین نقش در ایجاد فرارفت دمایی به سمت نواحی داخلی ایران را پرفشاری سیبری ایفا کرده به گونه‌ای که بیش‌ترین میزان فراوانی و رخداد را در بین الگوهای جوی روزهای نماینده دارد و پس از آن کم‌فشارهای نواحی جنوبی از سمت سودان، عربستان و خلیج فارس نقش بسزایی را ایفا کرده‌اند.

۴- بیش‌ترین میزان ضخامت جو بر روی نواحی جنوبی ایران حاکمیت یافته و به سمت نواحی شمالی‌تر به دلیل حاکمیت توده‌هوای با ماهیت سرد از میزان ضخامت جو کاسته شده و به کمترین میزان خود در نواحی شمال غربی رسیده است.

References

- Alijani B. (2010). Iran's climate, Payame Noor University, Tehran, Iran. 155pp. [In Persian]
- An S. I. (2008). A mechanism for the multi-decadal climate oscillation in the North Pacific. *Theo. Appl. Climat.*, 91(1-4), 77-84.
- Asakereh H. (2011). The basics of statistical climatology, First Edition, Zanjan University Publishers. 500pp. [In Persian]
- Asakereh H. (2007). Statistical analysis of Tabriz An. Temp. Trend. *Geogr. Thought*, 1(1), 21-29 [In Persian].
- Barati Gh. (1999). Systematic relationships of Iranian spring immigration and ice high pressures. *J. Geogr. Res.*, 19(52-53), 132-150 [In Persian].
- Fallah Ghalehari Gh. (2011). Principles of meteorology, mashhad climatic research institute publications, First edition. [In Persian]
- Ghasemi M. (2005). A Study of the occurrence date of first frosts and last frosts in Kermanshah. *Proceedings of the Scientific Conference on Colds, Tehran, Iran* [In Persian].
- Ghasemifar A. and Nasserpour S. (2016). Synoptic analysis of heat and cold waves on the south coast of the Caspian Sea. *J. Geogr. Inform.*, 26(103), 46-137 [In Persian].
- Ghavidel Rahimi Y. and Rezaei M. (2014). Statistical and synoptic analysis of superheat temperatures of the South-East of Iran. *Geogr. J. Arid Region.*, 4(15), 35-52 [In Persian].
- Iydolp P. (1977) *Climates of the Soviet Union. World Surv. Climat.*, 7, 450-452.
- Kaviani M. and Masoudian A. (2008). *Climatology of Iran. Isfahan University Publications. First edition. 182pp* [In Persian].

- Lashkari H. and Mohammad Z. (2015). The effect of high-pressure positioning of Saudi Arabia on precipitation systems in south and southwest of Iran. *J. Nat. Geogr. Res.*, 47(1), 73- 90 [In Persian].
- Masoudian S. A. and Akbari T. (2009). Temperature regime identification and zoning of Iranian temperature zones. *J. Geogr. Environ. Plan.*, 33(1), 74-59 [In Persian].
- Masoudian S. A. and Montazeri M. (2010). Identifying patterns of Iranian temperature adaptation in cold years. *J. Nat. Geogr. Res.*, 74(1), 94-79 [In Persian]
- Metaxas D. A. and Repapis C. C. (1977). Large warm advection over Athens, climatological and synoptically study. *Theory*, (26), 51-61.
- Ninomiya K (1996). Note on synoptic situation and heat energy budget during the AMTEX '74. *J Meteor. Soc. Japan*, (52), 452-465.
- Park. T. W., Jeong J. H., Ho C. H. and Kim. S. J. (2008). Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia: A case study during 2005/06 inter. *Adv. Atm. Sci.*, 25(5), 791-804.
- Shabankareh M. and Halbian A. (2013). The role of tropical high pressure in the spatial distribution of daily rainfall in Iran. *Geogr. Res. J.*, 1(1), 21-1[in Persian].
- Takahashi H. (1990). Migration of the air mass related to rain belt formation of the chinese continent and atmospheric systems during the Baiu season (In Japanese). *Geogr. Rev. Japan*, (64), 10-24.
- Takaya K. and Nakamura H. (2005). Mechanisms of intrapersonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atm. Sci.*, 62(12), 4423-4440.

Statistical and Synoptic Analysis of Temperature Advection Role in Iran Spring Rainfalls (1961-2013)

Fatemeh Dargahian^{1*}, Mehdi Doostkamian² and Morad Taherian³

¹Assist. Professor, Research Section, National Research Institute of Forest and Rangelands, Agricultural Research, Education and Extension Organization, AREEO, Tehran, Iran

²Ph.D., Department of Meteorology, Faculty of Geography, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³Alumni, M.Sc., Department of Meteorology, Faculty of Geography, University of Zanjan, Zanjan, Iran

*Corresponding author: leilarahimvand@gmail.com

Original Paper

Received: August 17, 2019

Revised: October 28, 2019

Accepted: December 01, 2019

Abstract

The study of the temperature mechanism and temperature advection along with the thickness layer and its effect on the rainfall level of an area is one of the most important subjects in the field of atmospheric science. The present study was carried out with the aim of studying the temperature advection and recognition of thickness layer in relation to spring rainfall in Iran. For this purpose, a daily rainfall database with a spatial resolution of $15 \times 15 \text{ km}^2$ was used in the period 1961–2013. After extraction of precipitation days, the corresponding pressure data was extracted using the programming capabilities in the Grades environment, and with the help of cluster analysis, representative days and spring weather patterns were identified in the Matlab environment. To determine the day of precipitation, three criteria of daily rainfall of 1 mm or more, minimum two-day continuity, and minimum 50% coverage were considered. Sea level pressure maps of 700 and 500 hPa were extracted along with temperature advection and thickness of the atmosphere. The results showed that five effective patterns were identified on Iran's spring general rainfall mechanism. The strongest amount of temperature advection from the Siberian high pressure occurred in the eastern and north-eastern parts of the country and reduced to the west and south of its intensity. Generally, from the east to the west and from the north to the south, there was a milder temperature advection during spring rainfalls in Iran. In addition, the most severe temperature advection occurred at sea level due to high-pressure thermal systems. At higher altitudes and higher levels, the temperature advection had a milder state than the sea level, and reduced the severity of the temperature advection due to the dynamic situation of the atmosphere, especially the blocking system and Mediterranean deep trough.

Keywords: Atmospheric Thickness; Blocking; Circulation Patterns; Lund Correlation; Spring Rainfall