

جغرافیا و توسعه شماره ۵۵ تابستان ۱۳۹۸

وصول مقاله: ۹۷/۰۲/۲۱

تأیید نهایی: ۹۷/۱۰/۰۹

صفحات: ۴۵-۶۲

واکاوی فصول دمایی ایران زمین و وردایی آن طی دهه‌های اخیر

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان^{۱*}، دکتر محمد دارند^۲، کلاله ناظمی فرد^۳

چکیده

بدون شک با رخنمود تغییر اقلیم و گرمایش جهانی، فصول دمایی نیز جابه‌جا خواهند شد و شدت و ضعف این جابه‌جایی در مناطق مختلف به تبعیت از آن هم‌اندازه و یکسان نیست. هدف از این پژوهش، شناخت فصول دمایی ایران زمین و وردایی آن طی بازه زمانی ۱۳۷۰/۱/۱ تا تاریخ ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی است. به‌منظور پایش مکانی نواحی تقویمی دمایی، نخست انحراف‌معیار ایستگاه‌های موردنظر در هر سال با انحراف‌معیار بلندمدت مقایسه شد. سپس میانگین بلندمدت (LTM) در قالب آرایه‌ای به ابعاد ۴۹×۳۶۶ برای هر یک از ایستگاه‌ها آرایش داده‌شد. تفاوت انحراف میانگین سالانه از میانگین کلی (Dev) جداگانه محاسبه شد. سرانجام سه آرایه با نام‌های آغاز فصل گرم (SWS) پایان فصل گرم (EWS) و طول دوره گرم (WSL) تشکیل شد. برای شناخت پهنه‌های همگن تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی آرایه‌ها اعمال شد. درنهایت معناداری وردایی و آهنگ وردایی آغاز، پایان و طول دوره گرم، طی دوره مورد واکاوی به‌دست آمد. طی بازه زمانی مورد واکاوی آغاز و پایان فصول دمایی ایران زمین دستخوش وردایی معناداری شده‌است. به‌طور کلی آهنگ کاهشی آغاز دوره گرم بیشتر از آهنگ کاهشی و افزایشی پایان دوره گرم بر روی ایستگاه‌های مورد واکاوی است. به نظر می‌رسد یافته‌های این پژوهش شواهد محکمی بر رخنمود گرمایش حاکم بر گستره ایران زمین و جابه‌جایی فصول رژیم دمایی است.

واژه‌های کلیدی: جابه‌جایی فصول دمایی، تحلیل خوشه‌ای، روند، ایران.

s.a.masoodian@geo.ui.ac.ir

m.darand@uok.ac.ir

golale.nazemifard@gmail.com

۱- استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران *

۲- دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

مقدمه

پدیده گرمایش جهانی در حال وقوع و اقلیم در حال تغییر است. اکنون با گذشت بیش از دو سده از حاکمیت صنعت بر جوامع بشری، تغییر اقلیم چالشی جهانی و تهدیدی جدی برای محیط زیست کره زمین به شمار می‌رود. افزایش ناهنجاری‌های جوئی نظیر بارش‌های ناگهانی، وزش طوفان‌های شدید، خشک‌سالی و افزایش دما چند سالی است که در برخی نقاط ایران به چشم می‌خورد. بارش برف در شهرهای جنوبی و مرکزی ایران زمین پس از سال‌های طولانی، سرمای شدید و بارش تگرگ در فصل شکوفه‌دهی درختان، گل‌دهی درختان در فصل زمستان، تجربه دمای بالای ۴۰ درجه سانتیگراد در شهرهای کوهستانی، بدون شک از نشانه‌ها و نمایه‌های تغییر اقلیم در گستره ایران زمین است. از جمله مواردی که می‌توان براساس آن‌ها موضوع تغییر اقلیم را روشن‌تر بیان کرد، افزایش طول دوره رشد، افزایش دما و ذوب‌شدن یخ‌های قطب شمال و بالآمدن سطح آب‌ها، کاهش بارش و خشک‌سالی، افزایش رخداد سیلاب، امواج گرمایی و کاهش امواج سرما هستند که باعث مشکلات عدیده‌ای در سراسر جهان شده‌اند (دارند، ۲۰۱۳: ۹۰). بنابراین تغییر اقلیم، مفهومی است که به‌سادگی نمی‌توان آن را تعریف کرد و با توجه به تعاریف متعددی که برای این واژه وجود دارد، تغییر در زمان آغاز و پایان فصول طبیعی (جابه‌جایی فصول) می‌تواند یکی از مصادیق تغییر اقلیم باشد که در نتیجه آن در هر مکانی شرایط برای بروز مشکلات مختلف فراهم می‌شود. از آنجا که دما عنصر شکل‌گیری اقلیم است، تغییرات آن می‌تواند ساختار آب‌وهوایی هر محل را دگرگون سازد؛ به‌همین دلیل است که بررسی روند دما در مقیاس‌های مختلف زمانی - مکانی بخش بزرگی از تحقیقات اقلیم‌شناسی را به خود اختصاص داده‌است (مسعودیان، ۱۳۸۳: ۱۹). با توجه به اینکه ایران در منطقه جنب حاره قرار گرفته، وقوع مخاطرات

محیطی مانند تغییرات و نوسانات شدید دما مشخصه ذاتی آن است؛ بنابراین شناسایی تغییرات ایجادشده در مکان و زمان آغاز و پایان فصول طبیعی به‌منظور بررسی تأثیر آن بر اقلیم و مدیریت منابع طبیعی و کشاورزی و... ضروری است. همچنین استفاده از استراتژی‌های سازگار با تغییر اقلیم از شدت اثرات منفی آن خواهد کاست و علاوه‌بر آن، از فرصت‌های به‌دست‌آمده می‌توان به نفع جامعه و به‌ویژه کشاورزان بهره برد. تطابق با تغییر اقلیم اگرچه مانع ورود خسارات نخواهد شد، ولی به مقدار زیادی هزینه‌ها را کاهش خواهد داد. پژوهش‌های زیادی دال بر اینکه فعالیت‌های انسانی عاملی بر تغییر و توزیع رخداد‌های فرین دماست، صورت گرفته‌است. نتایج تحقیق‌های صورت‌گرفته در ایران و جهان حاکی از آن است که میانگین دما در قرن اخیر و همچنین در سال‌های آینده رو به افزایش است. با اینکه در زمینه تغییر اقلیم در سراسر جهان مطالعات زیادی با اهداف گوناگون انجام شده‌است؛ ولی درباره جابه‌جایی فصول پژوهشگران کارهای زیادی انجام نداده‌اند. افزایش فراوانی و شدت رخداد‌های فرین با تغییر اقلیم در پیوند است. شواهد زیادی وجود دارد که فعالیت‌های انسان بر تغییرات دما به‌ویژه توزیع رخداد‌های فرین دما تأثیرگذار است (Stott et al, 2004: 611; Christidis et al, 2005; Klein et al, 2005: 32). با توجه به مطالعاتی که بر روی دمای اروپا صورت گرفته‌است، همه توافق نظر دارند که میانگین دما و فراوانی رخداد‌های فرین دما در ۱۰۰ سال آینده رو به افزایش است (Weisheimer and Palmer, 2005; Bhutiyani et al, 2007; Alexander et al, 2006). بررسی دمای ایران نشان داد که گذشته از وجود چرخه در دمای کشور (عساکره، ۱۳۸۸: ۱۱) روند افزایشی دما در برخی مناطق دیده می‌شود (مسعودیان، ۱۳۸۳: ۹۰). گذشته از تغییر در ویژگی‌های زمانی، ویژگی‌های مکانی نیز دستخوش تغییر شده‌است؛ برای

به‌ویژه در زمینه کشاورزی به‌شدت متأثر از مؤلفه‌های اقلیمی به‌ویژه دماست. آسیب‌پذیری جامعه نسبت به اثرات تغییرات و نوسان‌های دمایی انگیزه شناسایی و بررسی آن‌ها را بیشتر می‌کند (دارند، ۱۳۹۰: ۴۵). از گذشته تاکنون روش‌های مختلفی برای طبقه‌بندی اقلیمی ارائه شده‌است، دست‌کم دو رویکرد برای طبقه‌بندی اقلیمی وجود دارد، یکی طبقه‌بندی‌های سنتی مانند طبقه‌بندی اقلیمی تورنت و آیت و کوپن و دیگری رویکرد طبقه‌بندی نوین است که برخلاف رویکرد اول، معیار طبقه‌بندی و آستانه‌ها از پیش مشخص نیست؛ بلکه بسته به هدف طبقه‌بندی معیارها و آستانه‌ها به یاری روش‌های گوناگون داده‌آمایی می‌شوند؛ برای نمونه می‌توان به طبقه‌بندی شبه‌قاره هند توسط گادگیل و جوشی، غرب آفریقا توسط آنیاداک، چین توسط رونبرگ و وانگ و ایالات متحده توسط استینر و فاول اشاره کرد (Anyadyke, 1987:391; Fovel, 1992:380).

اسکرین و اسمیوندس (۲۰۱۰) در پژوهش‌های خود بر روی تجزیه و تحلیل چرخه‌های دما به این نتیجه دست یافتند که چرخه دما بر روی اقیانوس‌های کلاهک‌های قطبی ضعیف شده‌است و همراه با تأخیر چرخه شروع می‌شود.

استاین و هیوبرس (۲۰۱۲) تغییرات چرخه فصلی دما و گردش جو را بر روی کل کره زمین بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که ارتباط قوی بین گردش‌های جو و چرخه فصلی دما وجود دارد و چرخه فصلی دما به‌شدت تحت تأثیر تغییرات در گردش جو فصل بهار است؛ درحالی‌که شدت و میزان آن تحت تأثیر گردش جو در فصل زمستان است.

بای و همکاران (۲۰۱۳) تغییرات طول دوره گرم دمای سالانه در عرض‌های بالا را در اثر گرمایش جهانی تحلیل کردند. نتایج نشان داد که دوره گرم بر روی مناطق برون حاره هم‌دست و یکنواخت است.

نمونه براتی و موسوی (۱۳۸۴: ۵۱) جابه‌جایی مکانی امواج فصل گرم زمستان ایران را به‌سوی البرز و آذربایجان گزارش کرده‌اند. مسعودیان (۱۳۸۳) روند دمای ایران در نیم سده گذشته را مورد مطالعه قرارداد. برای ارزیابی روندهای مثبت و منفی داده‌های دمای ماهانه ایران (دمای شبانه، روزانه و شبانه‌روزی) از ژانویه تا دسامبر ۲۰۰۰ بررسی شد. تحلیل روند دما نشان داده‌است که در نیم سده گذشته دمای شبانه، روزانه و شبانه‌روزی ایران به ترتیب با آهنگ حدود ۰.۳، ۱ و ۲ درجه در هر صد سال افزایش داشته‌است. کویانی و عساکره (۱۳۸۰) مطالعه‌ای با عنوان بررسی و مدل‌سازی روند دما طی سده گذشته (مطالعه موردی: ایستگاه جاسک) انجام دادند. دمای جاسک طی ۱۰۴ سال گذشته (سال‌های ۱۹۹۶-۱۸۹۳) روندی افزایشی را نشان می‌دهد. این روند با به‌کارگیری شیوه‌های آماری اثبات شد.

احمدی و احمدی (۱۳۸۹) تغییرات سالانه و فصلی دمای شهرستان ایلام را با استفاده از آمار بلندمدت ۴۰ ساله از سال ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۳ بررسی کردند. نتایج بررسی نشان می‌دهد که در ۲۰ سال اخیر از تغییرات بیشتری برخوردار بوده‌است و روند تغییرات سری زمانی دمای منطقه افزایشی است.

بارتولینی و همکاران (۲۰۰۸) روندهای اخیر در دمای تابستان توسکانی (ایتالیا) و شاخص‌های فرین آن را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. بدین منظور الگوهای تغییرات آب‌وهوایی به‌ویژه شاخص‌های فرین دما در طول دوره ۲۰۰۴-۱۹۵۵ را با استفاده از داده‌های ۴۰ ایستگاه و روند آن را نیز با آزمون من‌کنندال بررسی کردند. نتایج نشان داد، فرین‌های حداکثر و حداقل دما افزایش یافته‌است و در نهایت افزایش دمای روزانه (DTR) در تابستان (۰/۰۶) در دهه مشاهده شد. پیشروی و پسروی دما و به‌طور کلی نوسانات دمایی پیامدهای زیان‌باری برای کشور خواهد داشت. فعالیت‌های انسان و محیط‌زیست

فصل‌های حرارتی نشان داد که زمستان و تابستان در زاهدان دیرتر شروع شده و دیرتر پایان می‌پذیرد. مسعودیان (۱۳۸۲) با استفاده از تکنیک‌های آماری، ۶ عامل و ۱۵ ناحیه اقلیمی را در ایران زمین شناسایی کرده‌است. مزیدی و همکاران (۱۳۸۸) برای استان یزد شش پهنه اقلیمی متفاوت را شناسایی کردند. شیرانی و همکاران (۱۳۸۸) در پژوهشی با عنوان پهنه‌بندی اقلیمی استان یزد به روش‌های آماری چند متغیره به این نتیجه رسیدند که استان یزد دارای شش پهنه اقلیمی متفاوت است. مسعودیان (۱۳۸۲: ۱۷۱) نواحی اقلیمی ایران را به روش نوین و رویکرد یاخته‌ای طبقه‌بندی کرد. وی نشان داد که اقلیم ایران ساخته شش عامل اقلیمی است که دما یکی از آن‌هاست. وی به کمک روش تحلیل خوشه‌ای، ایران را به پانزده ناحیه اقلیمی طبقه‌بندی کرد. از سوی دیگر، منتظری و مسعودیان (۲۰۱۳: ۴) نواحی دمایی ایران را مشخص کردند و نشان دادند که در نقاط مختلف ایران زمین سازوکارهای گوناگونی در شکل‌گیری دما نقش دارند. منتظری و مسعودیان (۱۳۹۲) در یک بررسی با هدف بررسی زمان آغاز و پایان فصل گرم و سرد سال به این نتیجه رسیدند که دوره گرم ایران از ۲۸ فروردین تا ۳ آبان و دوره سرد از ۴ آبان تا ۲۷ فروردین سال بعد به طول می‌انجامد و دوره‌های سرد و گرم ایران در همه‌جا هم‌زمان آغاز نمی‌شود. هدف از این پژوهش پاسخ به این سؤال است که کدام نقاط ایران زمین هم‌زمان با هم دوره گرم را آغاز و کدام نقاط هم‌زمان دوره گرم را به پایان می‌رسانند. در اینجا می‌کوشیم تا با شناخت نواحی تقویمی دمایی، وردایی آغاز، پایان و طول دوره گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دوره مورد واکاوی را بررسی کنیم. منتظری (۱۳۹۰) نیز فصول دمایی ایران را بررسی کرده است.

تغییرات مکانی که در مناطق قطبی بر روی خشکی و اقیانوس‌ها وجود دارد، به دلیل گرمایش جهانی این تفاوت‌ها از بین خواهد رفت و رژیم دما حدود ۱۰ درجه قوسی به سمت مناطق قطبی در هر دو نیم‌کره جابه‌جا خواهد شد.

دیوان و همکاران (۲۰۱۷) چرخه سالانه دما را بر روی فلات تبت از سال ۱۹۷۰ به بعد بررسی کردند. نتایج حاصل از تحلیل آن‌ها بیانگر نقش فعالیت‌های انسانی از اواخر قرن نوزدهم به بعد بر روی دما و رفتار چرخه‌ای آن است و نقش فعالیت‌های انسان در آینده بر ضعیف‌شدن چرخه دما بیشتر خواهد شد و ضعیف‌شدن نوسان و چرخه دما بر حاصلخیزی و فعل و انفعالات اکوسیستمی نقشی پررنگ خواهد گذاشت. وانگ و دیلون (۲۰۱۴) بر روی کل کره زمین و من و پارک (۱۹۹۶) با مقایسه مقادیر دمای مشاهده‌شده و برآوردشده توسط مدل‌ها بر روی کره زمین به نتایجی مشابه دست یافتند.

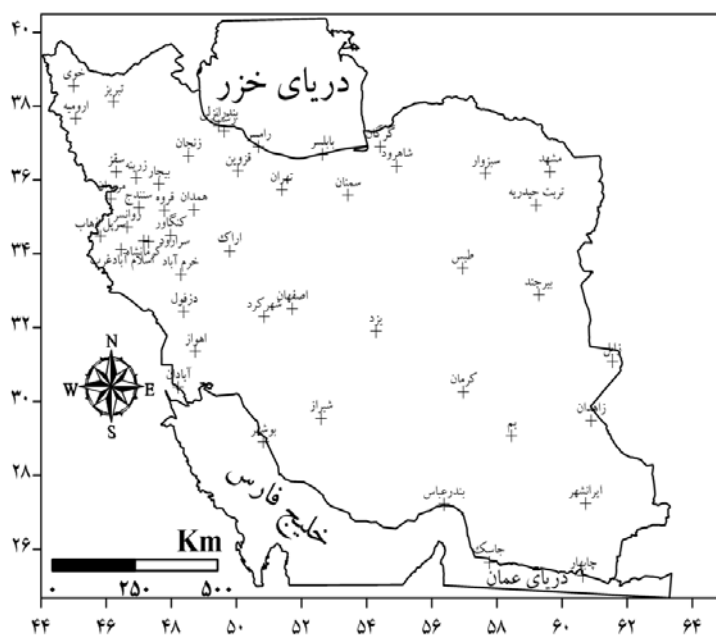
در زمینه مطالعات داخلی طبقه‌بندی اقلیمی ایران (حیدری و علیجانی، ۱۳۷۸: ۵۷؛ مسعودیان ۱۳۸۲: ۱۸۴) نیز نشان داده که دما از عوامل مهم تمایز اقلیمی نقاط مختلف ایران است. علیجانی (۱۳۷۷) در پژوهشی با هدف بررسی تفاوت فصول تقویمی و طبیعی بررسی کرد که ویژگی‌های گرمایی این دوره‌ها (فصول طبیعی) با واقعیت متداول فصول (فصول تقویمی) مطابقت ندارد و در سواحل جنوبی کشور فقط فصل تابستان و بهار وجود دارد.

نظری‌پور و سعیدآبادی (۱۳۹۱) در پژوهشی به‌منظور تعیین فصول اقلیمی زاهدان از مجموعه داده‌های روزانه و ساعتی پارامترهای حرارتی در قالب ۲۱ متغیر در دوره آماری ۳۵ ساله با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند؛ درنهایت به این نتیجه رسیدند که چهار فصل اقلیمی متمایز و متفاوت از فصل تقویمی بر زاهدان حاکم است. مطالعه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های روزانه سنجه دمایی ایستگاهی پایگاه داده سازمان هواشناسی استفاده شد. بازه زمانی داده‌های استفاده شده از ۱۹۹۱/۳/۲۱ (۱۳۷۰/۱/۱ خورشیدی) تا ۲۰۱۴/۳/۲۰ (۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی) به مدت ۲۲ سال است. از

بین ۶۶۳ ایستگاه همدید در کشور، ۴۹ ایستگاه به عنوان نمونه برای بررسی انتخاب و موقعیت دقیق ایستگاه‌ها با استفاده از نرم‌افزار گوگل ارث^۱ مشخص شد. شکل ۱ موقعیت مکانی ایستگاه‌های همدید مورد واکوی در این پژوهش را بر روی ایران زمین نشان می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت مکانی ایستگاه‌های مورد واکوی بر گستره ایران زمین

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

ابعاد ۳۶۶×۴۹ برای هر یک از ایستگاه‌ها محاسبه شد. سرانجام با استفاده از تابع میانگین بلندمدت در محیط متلب، یک انحراف^۵ از میانگین کلی برای هر یک از ایستگاه‌ها و یک انحراف از میانگین برای هر سال آماری جداگانه گرفته شد. میانگین بلندمدت مشخص می‌کند که به طور متوسط فصل گرم در هر ایستگاه چه روزی آغاز و چه روزی تمام می‌شود. سپس آغاز، پایان و طول دوره گرم محاسبه شد. لازم به ذکر است که تعیین آستانه برای فصل گرم شروع داده‌های مثبت متوالی در نظر گرفته شد و بدین ترتیب سه آرایه به نام‌های (SWS) آغاز فصل گرم به ابعاد

در این پژوهش از نرم‌افزار متلب^۲ برای اجرای توابع و از نرم‌افزار سرفر^۳ برای ترسیم نقشه‌ها بهره بردیم. ابتدا انحراف معیار بلندمدت برای هر یک از ایستگاه‌های مورد واکوی طی روزهای مختلف تقویمی سال محاسبه شد. سپس برای پایش مکانی نواحی تقویمی دمایی ایران زمین، انحراف معیار ایستگاه‌های مورد نظر در هر سال با انحراف معیار بلندمدت مقایسه شد. قبل از انجام هر گونه تحلیلی، داده‌ها کنترل و آمار ناقص ایستگاه‌ها حذف شدند. پس از اطمینان از صحت داده‌ها میانگین بلندمدت^۴ در قالب آرایه‌ای به

1-Google Earth
2-Matlab
3-Surfer
4-Long Term Mean

5-Deviation

روش آزمون ناپارامتریک من کندال اصلاح شده یکی از این روش‌هاست که در زیر به آن اشاره خواهیم کرد.

- آزمون من کندال اصلاح شده

آزمون من کندال اصلاح شده توسط حامد و رائو در سال ۱۹۹۸ ارائه شد. بدون شک تکرار داده‌های یکسان در سری زمانی داده‌ها منجر به خودهمبستگی در سری زمانی داده‌ها خواهد شد. برای حذف اثرات ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار از سری زمانی آزمون من کندال اصلاح شده استفاده می‌شود؛ چراکه فرض اصلی استفاده از روش ناپارامتریک من کندال به منظور واکاوی تغییرات سری زمانی و روند، آن است که در مشاهدات، خودهمبستگی معناداری وجود نداشته باشد. برای حذف اثرات خودهمبستگی لازم است که اجزاء خودهمبستگی، از قبیل فرایند خودهمبستگی مرتبه اول قبل از انجام آزمون من کندال از سری زمانی داده‌ها حذف شود؛ این فرایند را «پیش‌سفید کردن»^۱ می‌نامند (میرعباسی نجف‌آبادی و دین‌پژوه، ۱۳۸۹). گام اول محاسبه آزمون ضریب خودهمبستگی مرتبه K ام (r_k) براساس رابطه زیر است:

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{رابطه ۲}$$

که در آن $k=1, 2, \dots, \frac{n}{4}$ است.

اگر $\frac{1-1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \leq r_k \leq \frac{1+1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k}$ آنگاه داده‌ها در سطح ۵ درصد مستقل فرض می‌شوند و واکاوی روند به کمک روش من-کندال شناسایی می‌شود؛ اما اگر ضریب خودهمبستگی مرتبه k ام امر مستقل و معنی‌دار فرض شود، ابتدا واریانس اصلاح شده $(V(S))^*$ از رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

63×49 ، (EWS) پایان فصل گرم به ابعاد 63×49 ، (WSL) طول دوره گرم نیز به ابعاد 63×49 تشکیل شد. در گام بعدی تفاوت انحراف سالانه از میانگین کلی برای هر ایستگاه محاسبه و بدین ترتیب در هر ایستگاه میزان پیشروی و پسروی فصل گرم مشخص شد. سپس برای شناخت پهنه‌های همگن مکانی، ابتدا فواصل اقلیدسی به دست آمد و تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی چهار سری از داده‌ها اعمال شد. در نهایت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من کندال اصلاح شده وردایی آغاز، پایان و طول دوره گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دوره مورد واکاوی مشخص شد.

- خوشه‌بندی

اعمال تحلیل خوشه‌ای در دو گام اساسی صورت می‌گیرد: گام اول، محاسبه درجه همانندی عضوها با یکدیگر و از بین بردن فاصله اقلیدسی و گام دوم چگونگی ادغام عضوها برحسب درجه همانندی با همدیگر. بسته به روشی که برای محاسبه درجه همانندی و چگونگی ادغام انتخاب می‌کنیم، یک تحلیل خوشه‌ای را می‌توان به شیوه‌های مختلفی اجرا کرد (مسعودیان، ۱۳۸۶). در مطالعات اقلیم‌شناسی برای محاسبه درجه ناهمانندی (همانندی) از فاصله اقلیدسی استفاده می‌شود:

$$\text{رابطه ۱: } d$$

خوشه‌بندی یکی از روش‌های طبقه‌بندی است که براساس دو روش همبستگی و فاصله اقلیدسی بین نقاط یا نقشه‌ها انجام می‌گیرد.

تغییر، جهش و ناهمگنی سری زمانی اقلیمی ویژگی‌ای است که در هر نقطه و مکانی از کره زمین ممکن است مشاهده شوند. این گونه تغییرات ممکن است دلایل طبیعی یا غیرطبیعی داشته باشند. برای شناخت نقاط تغییر روش‌های مختلفی ارائه شده است.

تخمینگر شیب سن برابر با میانۀ N مقدار Q_i است که به کمک رابطه زیر محاسبه می‌شود.

رابطه ۹: Q_i

اگر N : فرد باشد، از رابطه اول و اگر زوج باشد از رابطه دوم استفاده می‌شود. سرانجام باید C_a : در سطوح اطمینان موردنظر به کمک رابطه زیر حساب شود.

رابطه ۱۰: C

که در آن Z آماره توزیع نرمال استاندارد است. گام بعد محاسبه حدود اعتماد بالا و پایین ($M1$ و $M2$) است که بر پایه روابط زیر به دست خواهد آمد.

رابطه ۱۱: $\left\{ \right.$

که N' : تعداد شیب‌های محاسبه شده در گام‌های نخستین است.

یافته‌های پژوهش

پهنه‌بندی براساس متوسط انحراف از میانگین داده‌ها همان‌طور که بیان شد، برای شناخت مناطق همگون و یکدست تقویمی دما بر روی گستره ایران زمین تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی آرایه متوسط انحراف از میانگین تقویمی دما، طول دوره تقویمی، شروع و پایان آن انجام شد.

شکل ۲ لانه‌گزینی ایستگاه‌ها براساس متوسط انحراف از میانگین داده‌ها را نشان می‌دهد. یافته‌های حاصل از این پژوهش نشان داد که می‌توان گستره ایران زمین را به لحاظ انحراف از میانگین بلندمدت دما به چهار پهنه مختلف تقویمی دما دسته‌بندی کرد.

$$\text{رابطه ۳: } \text{Var}(s)^* = \text{Var}(s) \frac{n}{n^*}$$

رابطه ۴:

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2);$$

که در آن Γ_i ضرایب همبستگی با تأخیر i است که از رابطه ۵ محاسبه می‌شود و برای محاسبه Z از واریانس یا $\text{Var}(S)^*$ استفاده می‌شود.

رابطه ۵:

$n > 10$ if

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18}$$

$$\text{رابطه ۶: } \text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \text{ if } n < 10$$

که n : تعداد داده‌های مشاهده‌ای، m : معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t : نشان‌دهنده فراوانی داده‌های با ارزش یکسان است.

– شیب سن (Sen)

همانند آزمون من‌کنندال اصلاح‌شده، آزمون تخمین‌گر شیب سن نیز یک روش ناپارامتریک است که توسط سن در سال ۱۹۶۸ ارائه شد. اگر فرض کنیم که مدل خطی $f(t)$ به صورت زیر باشد:

$$\text{رابطه ۷: } f(t) = Qt + B$$

که Q : شیب و B : ثابت و عرض از مبدأ است که برای محاسبه شیب همه جفت داده‌ها از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$\text{رابطه ۸: } Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j - k}, i = 1, 2, \dots, N, j > k$$

ناحیه سوم: این گروه شامل دو ایستگاه جاسک و چابهار است که به لحاظ مکانی، موقعیتی مشابه با گروه دوم دارد؛ یعنی در مجاورت پهنه آبی قرار گرفته است؛ با این تفاوت که شکل گیری این قلمرو متأثر از زاویه تقریباً عمود خورشید و عرض جغرافیایی پایین تر است. با توجه به جدول زمان بندی، این ناحیه آغاز دوره گرم را از بیست و هفتم فروردین و پایان آن را در روز نهم آبان تجربه می کند. این روند نشان می دهد که آغاز فصل گرم در این گروه با تقویم رسمی سال هماهنگی ندارد و زودتر از دو گروه قبلی رخ می دهد. مقدار متوسط دمای سالانه برای این ناحیه برابر با ۲۶/۶ درجه سلسیوس است که بیشترین مقدار را نسبت به سایر گروه های دیگر تجربه می کند. طول دوره گرم نیز ۱۹۸ روز است که نسبت به سایر مناطق دیگر گستره ایران زمین بیشینه است. متوسط بیشینه دمای ثبت شده برای این ناحیه ۳۲/۳ درجه سلسیوس و متوسط کمینه دما برابر با ۱۹/۶ درجه سلسیوس محاسبه شد که نسبت به سایر نواحی دیگر شناخته شده در این پژوهش، دامنه تغییرات دمایی کمتری را تجربه می کند. فصل زمستان در این قلمرو معنای واقعی نداشته و در طول سال هرگز دمای زیر صفر را تجربه نکرده است.

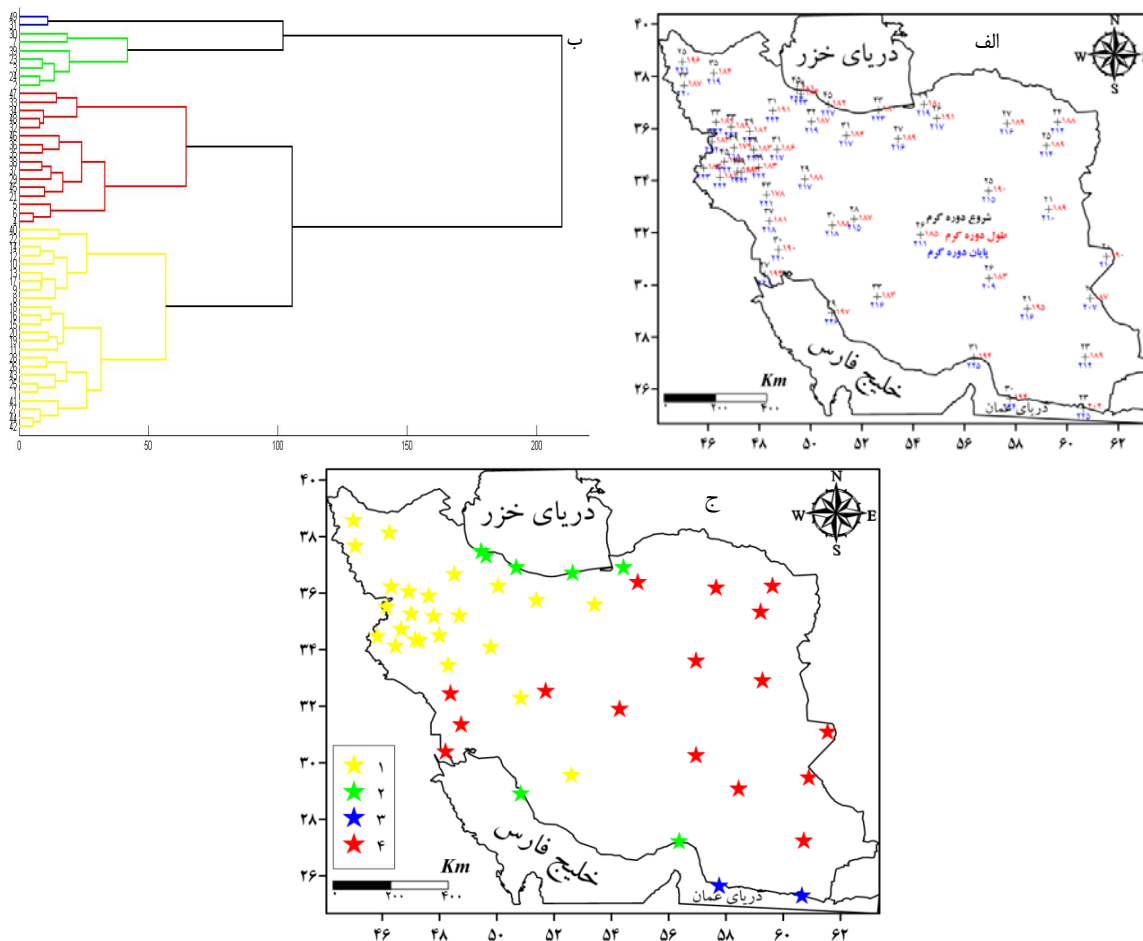
ناحیه چهارم: این ناحیه به لحاظ گستره مکانی نسبت به سایر نواحی دیگر مساحت بیشتری را دربر گرفته است. به لحاظ پراکنش مکانی، این ناحیه شامل نیمه شرقی ایران زمین، ایران میانی و بخش های از جنوب غرب کشور است. دوره گرم برای این گروه از بیست و پنجم فروردین آغاز شده و در بیست و هشتم مهر به پایان می رسد. به بیانی دیگر، آغاز دوره گرم در این قلمرو زودتر از سایر نواحی دیگر شروع می شود و زودتر نیز خاتمه می یابد. طول دوره گرم در این ناحیه برابر با ۱۸۸/۵ روز محاسبه شد. متوسط دمای سالانه

ناحیه اول: به لحاظ توزیع مکانی، مناطق غرب، شمال غرب، بلندی های البرز و زاگرس را دربر دارد. متوسط دمای سالانه ۱۳/۷ درجه سلسیوس است. در مقایسه با سایر نواحی تقویمی دمایی دیگر شناخته شده بر روی ایران، کمترین دما را تجربه می کند. به طور متوسط دوره گرم در این ناحیه از ۴ اردیبهشت شروع می شود و در ۴ آبان پایان می یابد. طول دوره گرم در این ناحیه ۱۸۴/۸ روز است که در مقایسه با سایر نواحی تقویمی دیگر به نسبت کمتر است. ارتفاع نقش بسیار مهمی بر روی دمای ثبت شده در این ناحیه دارد و در نهایت کوتاه بودن دوره گرم را به دنبال دارد. متوسط بیشینه دمای ثبت شده بر روی این ناحیه برابر با ۲۷ درجه سلسیوس است که در ۳۱ تیر رخنمود دارد. این ناحیه کمترین دما را در ۲۸ دی تجربه می کند که در آن دما به زیر صفر درجه می رسد (۰/۶۸- درجه سلسیوس). در این ناحیه دامنه دمای سالانه نسبت به سایر نواحی دیگر بیشتر است.

ناحیه دوم: شامل کرانه های خزر و خلیج فارس است. به طور متوسط دوره گرم برای این ناحیه از روز هشتم اردیبهشت تا هشتم آبان به طول می انجامد. آغاز و پایان دوره گرم در دو گروه اول و دوم، چهار روز اختلاف دارند. متوسط دمای سالانه در این ناحیه بیشتر از ناحیه اول است و نرخ آن برابر با ۱۹/۳ درجه سلسیوس است. همسایگی با منابع رطوبتی دریای خزر و خلیج فارس دلیل اصلی افزایش نسبی دما نسبت به ناحیه اول است؛ زیرا در فصول سرد سال، مهیا بودن رطوبت جو مانع از کاهش دما و در نهایت تعدیل دما در این ناحیه می شود. طول دوره گرم در این ناحیه ۱۸۵/۴ روز است. این ناحیه بیشترین دما را در ۷ مرداد تجربه می کند که حدود ۲۹ درجه سلسیوس است. متوسط کمینه دما نیز برابر با ۹/۲۷ درجه سلسیوس بوده که در ۵ بهمن رخ می دهد.

سایر نواحی دیگر، یک منطقه بسیار خشک است که کمترین ظرفیت گرمایی را دارد؛ به بیانی دیگر، با کمترین گرمای رسیده به رویه زمین، بیشترین واکنش را از خود نشان می‌دهد و بنابراین زود گرم می‌شود. در آن سوی دیگر در صورتی که میزان انرژی و گرمای رسیده به رویه کم شود، بسیار سریع سرد می‌شود؛ بنابراین انتظار می‌رود که با شروع دوره گرما این منطقه زودتر از سایر نواحی، دوره گرم را آغاز کند و در آن طرف با شروع دوره سرد، پایان دوره گرما را زودتر تجربه کند.

این ناحیه ۱۹/۸ درجه سلسیوس است. کمینه دمایی ثبت شده در این ناحیه ۶/۳ درجه سلسیوس و بیشینه دما ۳۲/۱ درجه تخمین زده شد که علت بالابودن دامنه دمایی را می‌توان به خشک بودن جو منطقه از لحاظ رطوبت و فقر پوشش گیاهی نسبت داد. دوربودن از پهنه‌های بزرگ آب و نقش مانع رشته کوه‌های البرز در شمال و رشته کوه‌های زاگرس در غرب ایران زمین منجر به خشک بودن جو بر روی ناحیه می‌شود. دریافت ناچیز بارش در طول سال فقر پوشش گیاهی را به دنبال دارد. این ناحیه نسبت به



شکل ۲: الف) زمان بندی آغاز (مشکی)، پایان (آبی) و طول دوره گرم (سرخ) ایستگاه‌ها براساس روز تقویمی؛

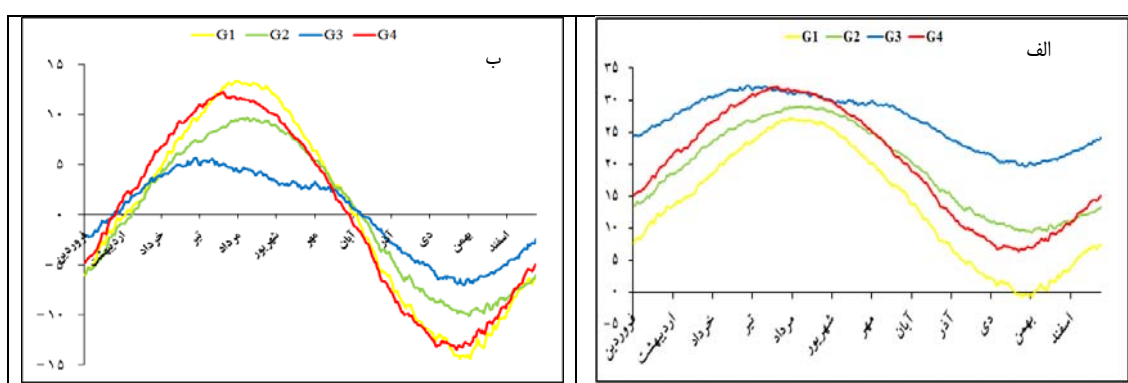
ب) دارنما؛ ج) پهنه بندی تقویمی نواحی دمایی ایران زمین

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

جدول ۱: زمان بندی آغاز، پایان و طول دوره گرم براساس روز تقویمی

گروه	آغاز دوره گرم	پایان دوره گرم	طول دوره
اول	۴ اردیبهشت	۴ آبان	۱۸۵ روز
دوم	۸ اردیبهشت	۸ آبان	۱۸۵ روز
سوم	۲۷ فروردین	۹ آبان	۱۹۸ روز
چهارم	۲۵ فروردین	۲۸ مهر	۱۸۸ روز

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸



شکل ۳: الف) آهنگ میانگین بلندمدت دمای چهار ناحیه شناخته شده در طول سال
 ب) آهنگ میانگین بلندمدت انحراف معیار دمای چهار ناحیه شناخته شده در طول سال

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

ناحیه دوم: باتوجه به شکل ۵، این گروه از ایستگاهها شامل بندر انزلی، رشت، رامسر، بابلسر، گرگان و خوی است. همانطور که ملاحظه می شود، منبع رطوبتی دریای خزر برای ایستگاههای واقع در این ناحیه و عرض جغرافیایی برای ایستگاه خوی یک نقش کلیدی در طول دوره گرم این ناحیه ایفا می کند. طول دوره گرم در این ناحیه ۱۸۱/۸ روز است.

ناحیه سوم: پراکندگی ایستگاهها در ایران میانی و نیمه شرقی کشور حاکی از خشکی منطقه و نبود رطوبت جو است. چگونگی توزیع زاویه خورشید، ظرفیت گرمایی پایین و اختلاف بالای دامنه دمای شب و روز از ویژگیهای این ناحیه است که این خود افزایش روزهای گرم را به دنبال دارد. طول دوره گرم برای این منطقه ۱۸۲/۳ روز محاسبه شد که به مراتب از دو گروه قبلی بیشتر است. خشک بودن جو در این

پهنه بندی براساس طول دوره گرم

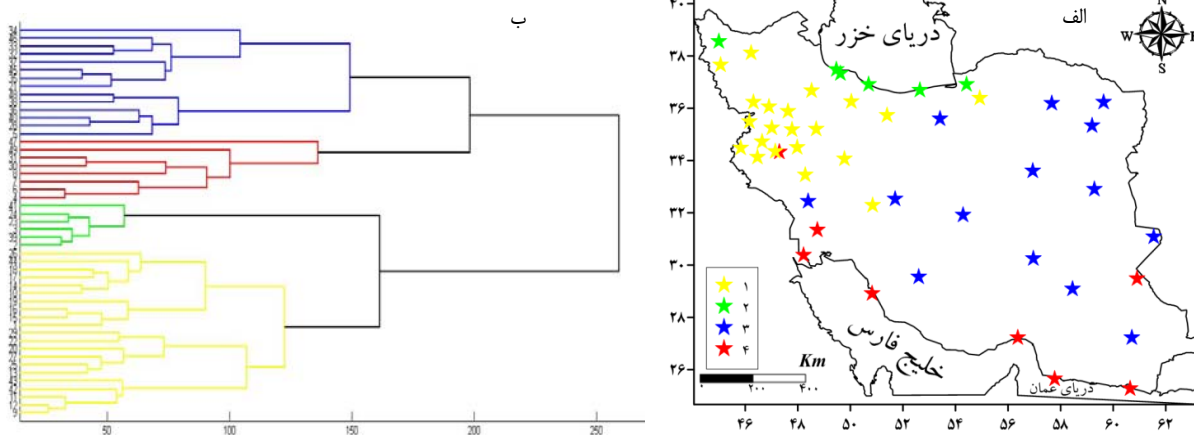
براساس این پهنه بندی که بر روی آرایه داده های طول دوره گرم (WSL) انجام شد، مناطقی که دوره گرم آنها یک بازه زمانی مشترک دارند، در یک رشته جای گرفتند. شکل ۶ توزیع مکانی این ایستگاهها را نشان می دهد. ویژگیهای هر یک از ایستگاههای مورد واکاوی در زیر به تفصیل آمده است.

ناحیه اول: تمرکز قابل توجه ایستگاهها در غرب و شمال غرب ایران زمین و استقرار بر روی رشته کوههای البرز و زاگرس آشکارا بیانگر این نکته است که شکل گیری این ناحیه متأثر از ارتفاع و عرض جغرافیایی بالاست. تعداد روزهای گرم این ناحیه ۱۷۸/۸ روز است که نسبت به سایر گروهها کمتر است. ارتفاع، مهم ترین نقش را در کاهش طول دوره گرم در این ناحیه دارد.

از دلایل شکل‌گیری این منطقه است. طول دوره گرم در این ایستگاه ۱۹۴/۴ روز است. ساکنان این منطقه نسبت به سایر ایستگاه‌ها طولانی‌ترین دوره گرم را در ایران زمین تجربه می‌کنند. عرض جغرافیایی در این ناحیه نسبت به ایستگاه‌های گروه سوم نقش مهم‌تری در طول دوره گرما دارد.

ناحیه نسبت به عرض جغرافیایی در ایستگاه‌های گروه اول و منبع رطوبتی در ایستگاه‌های گروه دوم نقش مؤثرتری دارد.

ناحیه چهارم: این ناحیه شامل ایستگاه‌های حوضه خلیج فارس و دریای عمان است. زاویه میل خورشیدی و قرارگرفتن در عرض‌های پایین‌تر، تعدیل دما به واسطه تأمین رطوبت موردنیاز از پهنه‌های آبی



شکل ۵: الف) پهنه‌بندی ایستگاه‌ها براساس طول دوره گرم؛ ب) دارنمای پهنه‌بندی ایستگاه‌ها براساس طول دوره گرم

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

جدول ۴: طول دوره گرم به تفکیک گروه

گروه	طول دوره فصل گرم
اول	۱۷۸/۷
دوم	۱۸۱/۸
سوم	۱۸۲/۳
چهارم	۱۹۴/۴

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

سبب جهش‌های ناگهانی، رفتارهای غیرطبیعی و غیرقابل‌تفسیری در سری زمانی شوند (دارند، ۱۳۹۳: ۱)؛ بنابراین قبل از پرداختن به هرگونه تحلیلی به‌ویژه نوسان و تغییرات اقلیمی آگاهی از همگنی سری زمانی سنج‌های جو بسیار ضروری است. معناداری ناهمگنی سری زمانی داده‌ها بیانگر وجود

– روند آغاز، پایان و طول دوره گرما بر روی گستره ایران زمین

با توجه به اینکه داده‌های اقلیمی هر مکان شرایط آن مکان را طی زمان خاصی نشان می‌دهد، ممکن است به دلایل طبیعی یا غیرطبیعی سری زمانی داده‌های ثبت‌شده دچار ناهمگنی شوند که گاه این تغییرات

برخی ایستگاه‌ها، آغاز دوره گرما و فصل رویش بهاره از اواخر اسفند شروع می‌شود.

بیشترین آهنگ وردایی کاهشی آغاز دوره گرما مربوط به ایستگاه زابل است که نرخ آن برابر با ۱۲ روز به‌ازای هر دهه است. با توجه به متوسط بلندمدت شروع دوره گرما (۲۰ فروردین) و دوره آماری مورد واکاوی در این ایستگاه (۱۳۴۶ تا ۱۳۹۲) می‌توان گفت که طی بازه زمانی یادشده ۵۶/۴ روز آغاز دوره گرما زودتر از موعد همیشگی خود (۲۰ فروردین) شروع می‌شود. به بیانی دیگر می‌توان گفت که آغاز فصل بهار و شروع گرما بر روی ایستگاه یادشده از اواخر دهه سوم بهمن شروع می‌شود.

همچنین ایستگاه‌های بندرانزلی و رشت در کرانه جنوبی دریای خزر با میزان آهنگ ۱۰ روز به‌ازای هر ده سال در همان سطح اطمینان بعد از ایستگاه زابل بالاترین مقدار شیب کاهشی را تجربه می‌کنند. نرخ شیب ایستگاه همدان در غرب کشور ۰/۶۷- به‌ازای هر ده سال است که نسبت به سایر ایستگاه‌ها کمینه است، اما به‌لحاظ آماری شیب کاهشی آن در سطح ۹۰ درصد معنادار نیست. دو ایستگاه اصفهان و شهرکرد با میزان آهنگ شیب کاهشی تقریباً یکسان (۵-) روز به‌ازای هر دهه در سطح اطمینان ۹۰ درصد روند معناداری را از خود نشان داده‌اند. به‌طور کلی بر پایه آهنگ کاهشی آغاز دوره گرما در اغلب ایستگاه‌های مورد واکاوی می‌توان گفت که شروع زود هنگام دوره گرما در ایستگاه‌های مورد واکاوی تأییدی بر گرمایش گسترده ایران و جابه‌جایی فصول و رژیم دمایی ایران زمین است.

ب- پایان دوره گرما

نگاره (۶ ب) نتیجه برآزش آزمون من‌کنندال اصلاح‌شده بر روی سری زمانی داده‌های پایان دوره گرمای ایستگاه‌های مورد واکاوی را نشان می‌دهد. همان‌طور که این نگاره نشان می‌دهد، پایان دوره گرما

روند در داده‌هاست که به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کنندال اصلاح‌شده در این پژوهش شناسایی شد. این آزمون برای سه آرایه آغاز، پایان و طول دوره گرم انجام گرفت و معناداری روند در سه سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد بررسی شد. نرخ شیب تغییرات همراه با سطح معناداری در نگاره ۶ آمده‌است.

الف- آغاز دوره گرما

مطابق با نتایج به‌دست‌آمده از برآزش آزمون من‌کنندال اصلاح‌شده بر روی سری زمانی داده‌های آغاز دوره گرما می‌توان گفت که وردایی حدود ۶۷/۵ درصد ایستگاه‌های مورد واکاوی (۳۳ ایستگاه) در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. همان‌طور که در شکل (۶ الف) ملاحظه می‌شود، بر روی اغلب ایستگاه‌های دارای روند معنادار، آهنگ وردایی کاهشی است و تنها بر روی ایستگاه‌های جاسک و سرارود آهنگ وردایی آغاز دوره گرما افزایشی معنادار است. به‌طور متوسط میانگین آهنگ کاهشی زمان آغاز دوره گرما بر روی گستره ایران زمین طی دوره مورد واکاوی ۴/۵ روز به‌ازای دهه است. کاهش زمان شروع دوره گرما به‌لحاظ مکانی در ایستگاه‌های واقع در مناطق شمالی کشور، کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال‌غرب، غرب، رشته‌کوه‌های البرز، جنوب‌شرق و به‌طور محدودی در شمال‌شرق گستره ایران زمین مشاهده می‌شود. نرخ وردایی بر روی نقشه که با رنگ آبی نشان داده شده‌است، آهنگ وردایی را به‌ازای دهه نشان می‌دهد. اگرچه سایر ایستگاه‌های مورد واکاوی روند وردایی معناداری را در سطح اطمینان یادشده تجربه نکرده‌اند، ولی همان‌طور که ملاحظه می‌شود آهنگ وردایی شروع دوره گرما طی دوره مورد واکاوی بر روی اغلب ایستگاه‌های ایران زمین کاهشی است؛ به بیانی دیگر، این مطلب گویای آن است که در ایران زمین فصل بهار زودتر از موعد همیشگی خود شروع می‌شود و بر پایه آهنگ وردایی گزارش شده در

در ۲۰/۷۷، روز به‌ازای هر دهه است. به‌طور کلی نتایج حاصل از این پژوهش بیانگر آن است که آهنگ کاهشی معنادار پایان دوره گرما بر روی ایستگاه‌های مورد واکاوی کمتر از آهنگ کاهشی آغاز دوره گرما است؛ برای نمونه در ایستگاه اصفهان نرخ کاهشی پایان دوره گرما ۰ روز به‌ازای هر دهه است؛ درحالی که نرخ کاهشی آغاز دوره گرما ۵/۲ روز به‌ازای دهه است. نتیجه این امر افزایش طول دوره گرما به‌دلیل شتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز دوره گرما بر روی گستره ایران زمین خواهد بود که در زیر به روند وردایی طول دوره گرما اشاره خواهد شد.

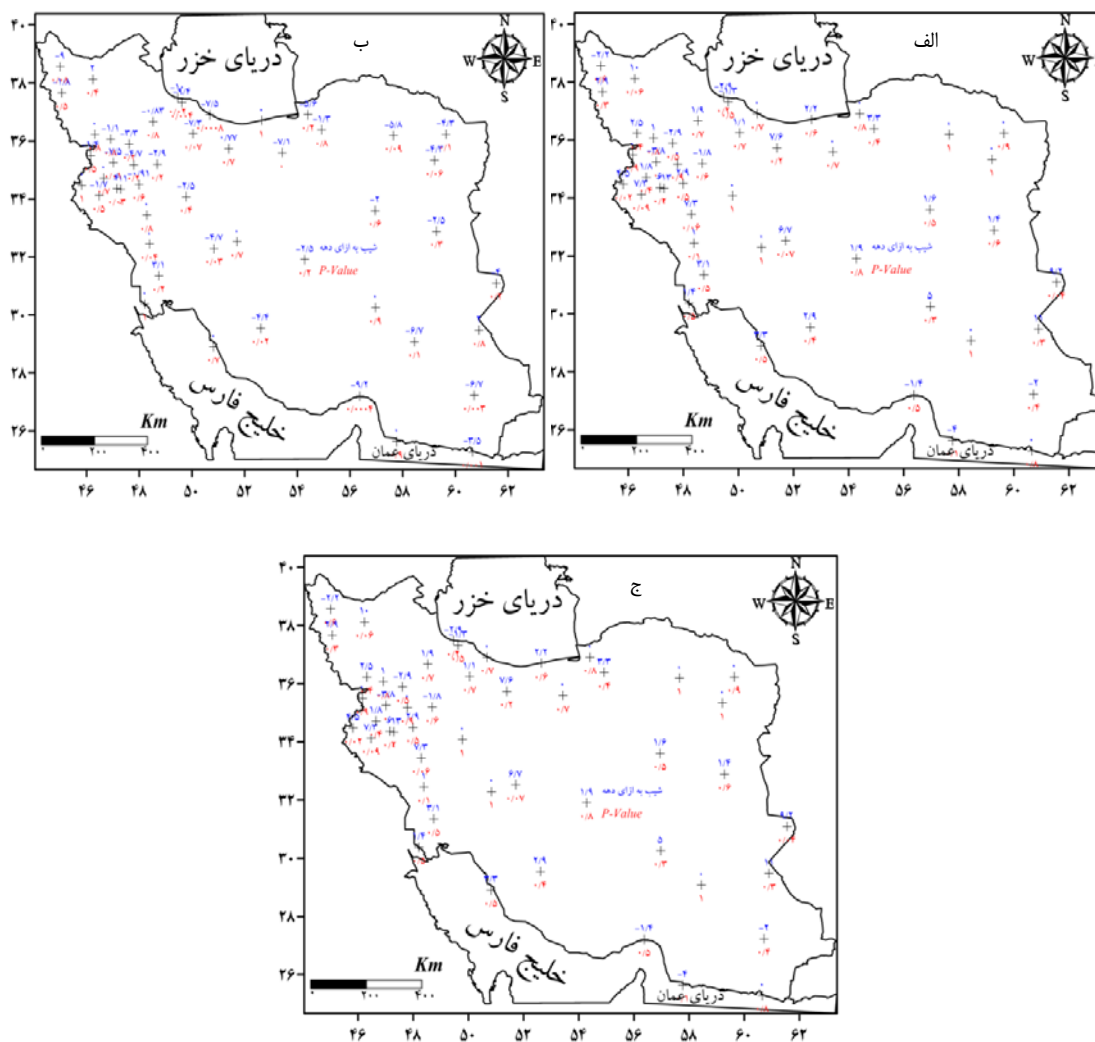
ج- طول دوره گرم

وردایی طول دوره گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دوره مورد واکاوی بر روی نگاره (۶ ج) نشان داده شده‌است. یافته‌ها نشان داد که بر روی ۲۰ درصد از ایستگاه‌های واقع بر گستره ایران زمین، آهنگ وردایی طول دوره گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. ایستگاه‌هایی که روند معناداری را تجربه کرده‌اند؛ شامل تهران، تبریز، بندرانزلی، سرپل‌ذهاب، اسلام‌آباد غرب، خرم‌آباد، کرمانشاه، دزفول، اصفهان، زابل و جاسک هستند. لازم به ذکر است که بر روی برخی ایستگاه‌ها که تقریباً ۲۳ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی را شامل شود، طول دوره گرما ایستاست و آهنگ وردایی صفر است. به‌لحاظ مکانی ایستگاه‌های واقع در غرب، حاشیه دریای خزر، به‌طور کلی شمال شرق و تا حدودی مناطق مرکزی و جنوبی ایران زمین چنین شرایطی را تجربه کرده‌اند. آهنگ وردایی طول دوره گرما برای ایستگاه سرارود ۱۳/۳- روز و برای ایستگاه سنندج ۳/۸- روز به‌ازای هر دهه محاسبه شد. ایستگاه تبریز با آهنگ وردایی افزایشی ۱۰ روز به‌ازای هر ده سال بالاترین آهنگ وردایی را در سطح اطمینان ۹۰ درصد بر روی گستره ایران زمین تجربه کرده‌است.

در ایستگاه‌های مورد واکاوی در مقایسه با آغاز دوره گرما، وردایی معنادار کمتری را تجربه کرده‌اند. به‌لحاظ آماری، وردایی پایان دوره گرما بر روی تقریباً ۴۵ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. به‌طور متوسط آهنگ وردایی زمان پایان دوره گرما بر روی ایران زمین ۲/۹۷- روز به‌ازای هر دهه است. لازم به ذکر است که بر روی اغلب ایستگاه‌های واقع در ایران میانی، نیمه شرقی ایران زمین و به‌طور پراکنده در غرب و جنوب غرب کشور روند معناداری مشاهده نشد؛ اما در ایستگاه‌های کرانه جنوبی دریای خزر، حاشیه دریای عمان و به‌طور پراکنده در مناطق مرکزی، شمال شرق و غرب کشور پایان دوره گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. معناداری وردایی پایان دوره گرما در ایستگاه‌های سمنان و سرارود در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنادار است و میزان وردایی پایان فصل گرما برای این دو ایستگاه به ترتیب ۷/۱- و ۱۱- است که بیانگر شیب کاهشی پایان دوره گرما بر روی آن‌هاست. بر روی ۲۲ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی وردایی پایان دوره گرما در طول دوره مورد مطالعه، مانا و ایستا بوده‌است که به‌لحاظ پراکنش مکانی اغلب در غرب ایران زمین بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس و تا حدود بسیار اندک سواحل دریای خزر و دریای عمان و مناطق مرکزی قرار دارند. اگرچه پایان دوره گرما بر روی ایستگاه‌های واقع در مناطق یادشده، وردایی معناداری را در طول دوره آماری از خود نشان نمی‌دهند؛ ولی زمان آغاز دوره گرما بر روی مناطق یادشده، تغییرات معناداری را تجربه کرده‌اند. همان‌طور که بیان شد، آغاز دوره گرما در این مناطق با میزان آهنگ وردایی قابل‌ملاحظه‌ای در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بود. بر روی ایستگاه‌های زاهدان، اهواز، کرمانشاه، تهران و تبریز برخلاف سایر ایستگاه‌های دیگر، آهنگ وردایی پایان دوره گرما افزایشی است و نرخ این وردایی به ترتیب ۲، ۳/۰۷، ۴.

و جاسک، معناداری روند سایر ایستگاه‌ها در سطح اطمینان ۹۰ درصد تأیید نشد. به‌طور کلی شتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز فصل گرم نسبت به آهنگ کاهشی پایان آن منجر به افزایش طول دوره گرم در ایستگاه‌های مورد واکاوی و گستره ایران زمین شده است.

ایستگاه زابل نیز با میزان ۹/۲ روز در سطح اطمینان تغییرات معنادار مشابهی را از خود نشان داده است. ایستگاه‌های بیجار، همدان، بندرانزلی، خوی، رشت، ایرانشهر، جاسک و بندرعباس دارای آهنگ وردایی کاهشی بودند. لازم به ذکر است از میان هشت ایستگاه فوق به استثنای ایستگاه‌های بندرانزلی



شکل ۶: الف) وردایی آغاز دوره گرم، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دوره مورد واکاوی بر روی ایران زمین
 ب) وردایی پایان دوره گرم، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دوره مورد واکاوی بر روی ایران زمین
 ج) وردایی طول دوره گرم، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دوره مورد واکاوی بر روی ایران زمین

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

نتیجه

هدف از انجام این پژوهش شناسایی فصول دمایی بر روی گستره ایران زمین بود. برای انجام آن از داده‌های روزانه دمایی مربوط به ۴۹ ایستگاه همدید بر روی ایران طی بازه زمانی ۱۳۷۰/۱/۱ تا تاریخ ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی بهره گرفته شد. شناخت فصول دمایی بر پایه روش انحراف معیار انجام شد. با اعمال تحلیل خوشه‌ای به روش وارد، نواحی تقویمی دمایی پهنه‌بندی شد و در نهایت معناداری روند به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون و برای برآورد نرخ تغییرات از تخمین گر شیب سن بهره گرفته شد. شواهد موجود در این پژوهش نشان داد که بر پایه انحراف معیار گستره ایران زمین به ۴ ناحیه همگن فصول دمایی تقسیم شد. زمان آغاز، پایان و طول دوره گرم در هر ۴ ناحیه کاملاً با همدیگر متمایز بود. بر پایه یافته‌های این پژوهش عرض جغرافیایی، دوری و نزدیکی به پهنه‌های آبی، ارتفاع و رطوبت جو سهم ویژه‌ای در لانه‌گزینی مکانی نواحی شناخته شده دارند. طبق نتایج به دست آمده از برآزش آزمون من‌کندال اصلاح شده بر روی سری زمانی داده‌های آغاز دوره گرم وردایی حدود ۶۷/۵ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی (۳۳ ایستگاه) در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده است. بر روی اغلب ایستگاه‌های دارای روند معنادار، آهنگ وردایی کاهشی است. به طور متوسط میانگین آهنگ کاهشی زمان آغاز دوره گرم طی دوره مورد واکاوی ۴/۵ روز به‌زای دهه است. کاهش زمان شروع دوره گرم به لحاظ مکانی در ایستگاه‌های واقع در مناطق شمالی کشور، کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال غرب، غرب، رشته‌کوه‌های البرز، جنوب شرق و به طور محدودی در شمال شرق گستره ایران زمین مشاهده می‌شود؛ به بیانی دیگر، این مطلب گویای آن است که بر روی ایران زمین فصل

بهار زودتر از موعد همیشگی خود شروع می‌شود. بیشترین آهنگ وردایی کاهشی آغاز دوره گرم مربوط به ایستگاه زابل است که نرخ آن برابر با ۱۲ روز به‌زای هر دهه است؛ به عبارت دیگر، آغاز فصل بهار و شروع گرما بر روی ایستگاه یادشده از اواخر دهه سوم بهمن شروع می‌شود.

پایان دوره گرم در ایستگاه‌های مورد واکاوی در مقایسه با آغاز دوره گرم، وردایی معنادار کمتری را تجربه کرده‌اند. به لحاظ آماری وردایی پایان دوره گرم بر روی تقریباً ۴۵ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده است. بر روی اغلب ایستگاه‌های واقع در ایران میانی، نیمه شرقی ایران زمین و به طور پراکنده در غرب و جنوب غرب کشور روند معناداری مشاهده نشد؛ اما در ایستگاه‌های کرانه جنوبی دریای خزر، حاشیه دریای عمان و به طور پراکنده در مناطق مرکزی، شمال شرق و غرب کشور پایان دوره گرم در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده است. بر روی ۲۲ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی وردایی پایان دوره گرم در طول دوره مورد مطالعه، مانا و ایستا بوده است که به لحاظ پراکنش مکانی اغلب در غرب ایران زمین بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس و تاحدود بسیار اندک سواحل دریای خزر و دریای عمان و مناطق مرکزی قرار دارند. اگرچه پایان دوره گرم بر روی ایستگاه‌های واقع در مناطق یادشده، وردایی معناداری را در طول دوره آماری از خود نشان نمی‌دهند؛ ولی زمان آغاز دوره گرم بر روی مناطق یادشده، وردایی معناداری را تجربه کرده‌اند. همان‌طور که یاد شد، آغاز دوره گرم در این مناطق با میزان آهنگ وردایی قابل ملاحظه‌ای در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بود. بر روی ایستگاه‌های زاهدان، اهواز، کرمانشاه، تهران و تبریز برخلاف سایر ایستگاه‌های دیگر آهنگ وردایی پایان دوره گرم افزایشی است و نرخ این وردایی به ترتیب ۲، ۳/۰۷، ۴،

منابع

- ۰/۷۷، ۲ روز به‌ازای هر دهه است. به‌طور کلی سهم آهنگ کاهشی آغاز دوره گرم در افزایش طول دوره به مراتب بیشتر از سهم افزایش پایان دوره گرما بر روی گستره ایران زمین است. همچنین یافته‌ها نشان داد که بر روی ۲۰ درصد از ایستگاه‌های واقع در گستره ایران زمین (تهران، تبریز، بندرانزلی، سرپل‌ذهاب، اسلام‌آباد غرب، خرم‌آباد، کرمانشاه، دزفول، اصفهان، زابل و جاسک) آهنگ وردایی طول دوره گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. بر روی تقریباً ۲۳ درصد از ایستگاه‌ها طول دوره گرما ایستا و آهنگ وردایی صفر است. ایستگاه تبریز با آهنگ وردایی افزایشی ۱۰ روز به‌ازای هر ده سال بالاترین آهنگ وردایی را در سطح اطمینان ۹۰ درصد بر روی گستره ایران زمین تجربه کرده‌است. ایستگاه زابل نیز با میزان ۹/۲ روز در همان سطح اطمینان تغییرات معنادار مشابهی را از خود نشان داده‌است. به‌طور کلی شتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز فصل گرم نسبت به آهنگ کاهشی پایان آن منجر به افزایش طول دوره گرما در ایستگاه‌های مورد واکاوی و گستره ایران زمین شده‌است. افزایش طول دوره گرما و جابه‌جایی زمان آغاز دوره گرما و زمان پایان دوره گرما نقش بسیار مهمی بر بسیاری از فعالیت‌های انسانی به‌ویژه کشاورزی خواهد داشت. به‌طور کلی هرگونه تغییر در میزان دما، پیشروی یا پسروی دوره گرم که در نهایت منجر به افزایش طول دوره گرما می‌شود و با توجه به اینکه افزایش طول دوره گرم کل دوره رشد و زمان رسیدگی (کاشت تا برداشت)، آبیاری، گل‌دهی، مراحل فنولوژیکی گیاه را تحت تأثیر قرار می‌دهد؛ بنابراین راهکارهای سازگار با تغییر شرایط اقلیم دمایی از جمله تغییر الگوی کشت یا تغییر در زمان کشت و برداشت را می‌توان اتخاذ کرد.
- احمدی، حمزه؛ طالب احمدی (۱۳۸۹). آشکارسازی تغییرات سالانه و فصلی دمای شهرستان ایلام، دومین همایش علمی سراسری دانشجویی جغرافیا.
- براتی، غلامرضا؛ سیدشفیع موسوی (۱۳۹۴). جابجایی مکانی موج های زمستانی گرما در ایران، جغرافیا و توسعه. ۴۱-۵۲.
- حیدری، حسن؛ بهلول علیجانی (۱۳۷۸). طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۱۴۱۹.
- دارند، محمد (۱۳۹۰). تحلیل هم‌دید سرمایه‌های فرین ایران، پایان‌نامه دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان.
- دارند، محمد (۱۳۹۳). واکاوی تغییرات مقادیر حدی بارش و دما در ارومیه به‌عنوان نشانه‌هایی از تغییر اقلیم، نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. ۲۱-۲۹-۱.
- عساکره، حسین (۱۳۸۸). تحلیل چرخه‌های میانگین سالانه دمای شهر زنجان، جغرافیا و توسعه. ۱۹-۲۳-۱۱.
- عساکره، حسین (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان. چاپ اول. سال ۱۳۹۰.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۷). تعیین فصول طبیعی ایران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۳۵. ۲۱-۳۳.
- کاویانی، محمدرضا؛ حسین عساکره (۱۳۸۰). بررسی و مدل‌سازی روند دما طی سده گذشته (مطالعه موردی: ایستگاه جاسک)، دانشکده ادبیات و علوم انسانی اصفهان (مطالعات و پژوهش‌های دانشکده ادبیات و علوم انسانی). پاییز و زمستان. شماره ۲۶ و ۲۷. ۳۸-۱۹.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۲). نواحی اقلیمی ایران. جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان، شماره ۲. ۱۸۴-۱۷۱.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۳). بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته، جغرافیا و توسعه. بهار و تابستان. شماره ۳. ۱۰۶-۸۹.
- منتظری، مجید (۱۳۹۰). شناسایی فصول دمایی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۶. شماره دوم. شماره پیاپی ۱۰۱.

- Gadgil, S & Joshi, N.V (1983). Climatic, Cluster of the Indian, region. *J. Climatol*, 3: 47-63.
- Klein Tank, A.M.G. konnen G. P. and Selten, F. M (2005). Signals of anthropo gnic, influence on European warming, as seen in the trend paterrn of daily tempreature variance, *Int. J. Climato*, 25: 1-16.
- Mann, M. E. and Park, J (1996). Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: Model versus observations. *Geophys. Res. Lett.* 23: 1111-1114.
- Qian, C. and Zhang, X. B (2015). Human influences on changes in the temperature seasonality in mid- to high-latitude land areas. *Journal of Climate*, 28: 5908-5921.
- Screen, J. A and Simmonds, I (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys. Res. Lett*, 37, L16707. doi:10.1029/ 2010GL044136.
- Serreze, M.C. Barrett, A.P. Stroeve, J.C. Kindig, D.N. and Holland, M.M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. *Cryosphere*, 3:11-19. doi: 10.5194/tc-3-11-2009.
- Stine, A.R. and Huybers, P. (2012). Changes in the Seasonal Cycle of Temperature and Atmospheric Circulation. *Journal of Climate*. 25: 7362-7380.
- Stott, p. Stone, D. and Allen, M. (2004). Human Cuntribution to the European heat wave of 2003, *Natuer*, 432: 610-614.
- Thornthwaite, C.M. (1931). Climates of North America according to a new classification, *Geogr. Rev.* 21: 633-655.
- Wang, G. and Dillon, M. E (2014). Recent geographic convergence in diurnal and annual temperature cycling flattens global thermal profiles. *Nat. Clim. Change* 4: 988-992.
- Weisheimer, A. and Palmer, T. N (2005). Changing Frecuncy of occurrence of extreme seasonal temperature under global warming, *Geophys. Res. Lett*, 32 20721. doi: 10.1029/2005GL023365.
- منتظری، مجید؛ سیدابوالفضل مسعودیان (۱۳۹۲). تقویم دمایی روزهنگام ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۳۱. ۱-۱۴.
- نظری پور، حمید؛ رشید سعیدآبادی (۱۳۹۱). تعیین فصول اقلیمی زاهدان با روش تحلیل خوشه ای، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۶. ۸۷-۹۷.
- Alexander, L. V et al (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research*, 111:1-22.
- Anyadyke, R. N. C (1987). A multivariate classification and regionalization of west Africaa climates, *International journal of climatology*, 7:157-164.
- Bartolini, G et al (2008). Recent trends in Tuscany (Italy) summer temperature and indices of extremes, *International journal of climatology*, 28: 1751-1760.
- Bhutiyani, M.R, Kale, V.S. and Pawar, N.J. (2007). Long-term trends in maximum, minimum and mean annual air temperatures across the Northwestern Himalaya during the twentieth century, *Climate Change*, 85: 159-177.
- Bye, J. Fraedrich, K. Schubert, S. and Zhu. X. (2013). The Changing Length of the Warming Period of the Annual Temperature Cycle in the High Latitudes under Global Warming. *Atmosphere - Ocean*, 51:309-318. doi:10.1080/07055900.2013.793594.
- Christidis, N.P, Stott, A. Brown, S. Hegerl, G.C. and Caesar, J. (2005). Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century, *Geophys. Res. Lett*, 32, L2716. doi: 10. 1029/2005GL023885.
- Duan, J et al (2017). Weakening of annual temperature cycle over the Tibetan Plateau since the 1870s. *Nature Commnications*, 8:14008, doi: 10.1038.
- Fovel, R.G (1992). Problems associated with inclusion of reduudant and irrelevant variables in clustrs analysis. *Proc. 17th climate Diagnostce workshope*, Norman, ok, Natl Oceanic Atome. Admin, 380-383.

