جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و دوم، تابستان ۱۳۹۶

صص ۱۶۲- ۱۴۱

DOI: 10.22067/geo.v6i2.59678

واکاوی و شناسایی تغییرات مکانی پهنه‌های گرم و سرد دمایی ایران طی دوره‌های مختلف

مهدی دوستکامیان[1]- دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

اسماعیل حقیقی- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

رضا بور بوری – دانشجوی دکتری آب و هواشناسی – دانشگاه علوم تحقیقات تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۷/۲۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۱۲/۹

چکیده

هدف از این مطالعه، شناسایی پهنه‌های گرم و سرد دمایی و تغییرات آن‌ها طی دوره‌های مختلف است. برای این منظور آمار دمای روزانه برای ۲۳۸ ایستگاه سینوپتیک طی دوره آمار ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰ از سازمان هواشناسی کشور استخراج گردیده است. برای شناسایی پهنه‌های دمایی سرد و گرم دوره آماری را به پنج دوره مساوی تقسیم کرده ایم و سپس با استفاده از روش‌های آماری چند متغیره تحلیل خوشه‌ای و به‌منظور اعتبارسنجی پهنه‌های سرد و گرم دمایی از شاخص‌های نظیر، شاخص اعتبار سنجی دیویس-بولدین (Davies° Bouldin index)، شاخص سیلهوتی (Silhouette Index) و تحلیل ممیزی استفاده‌شده است. نتایج حاصل از این مطالعه بیانگر این است که پهنه‌های گرمای دمایی ایران به سمت دوره‌های اخیر علاوه بر اینکه به لحاظ گستره مکانی به سمت عرض‌های بالاتر (به سمت عرض‌های شمالی و تقریباً ۳/۲ درصد) کشیده شده است نسبت به دوره‌های اخیر ۱/۳ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته است. در حالی که پهنه‌های دمایی سرد ایران به سمت دوره‌های اخیر علاوه بر اینکه از وسعت مکانی آن‌ها کاسته شده است مقدار دمای آن‌ها هم افزایش قابل محسوسی داشته است به‌طوری‌که میانگین پهنه‌های سرد دمایی ایران در دوره اول (۱۳۴۱-۱۳۵۰) با گستره ۲۶/۴ درصد دارای دمایی ۱۲/۷ درجه سانتی‌گراد بوده است که در دوره پنجم (۱۳۸۱-۱۳۹۰) این گستره به ۲۵/۸ و دمای ۱۳/۴ درجه سانتی‌گراد رسیده است که بیانگر افزایش ۰/۷ درجه سانتی‌گراد دمای پهنه‌های سرد می‌باشد. نتایج به دست آمده از شاخص‌های اعتبار سنجی دیویس-بولدین، شاخص سیلهوتی و تحلیل ممیزی آمده نشان داد که به‌طورکلی پهنه‌های سرد و گرما ایران بالای ۹۸ درصد در گروه مربوط به خود قرار داشتند.

کلیدواژه‌ها: خوشه‌بندی، شاخص اعتبار سنجی دیویس-بولدین (DBI)، شاخص سیلهوتی (SI)، تحلیل ممیزی، دما.

---

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۳۶۸۳۰۵۹۸۸ Email: s.mehdi67@gmail.com

۱. مقدمه

دما یکی از مهم‌ترین متغیرهای آب‌وهوایی است که تغییر آن منشأ بسیاری از تغییرات زیست‌محیطی می‌شود. اثرات تغییرات دما در زندگی انسان‌ها و حتی موجودات دیگر، انسان را با دغدغهٔ دیگری در این دنیای واقعی مواجه کرده است که سبب‌ساز شکل‌گیری تحقیقات زیادی در این رابطه شده است (ناصرزاده و همکاران ۱۳۹۳:۱۰۳–۲۰۸). به‌طوری‌که مطالعات صورت گرفته در رابطه با این عنصر حاکی از عدم‌تغییر یکسان دمایی در همهٔ نقاط جهان است؛ یعنی شدت و زمان افزایش دما در همه‌جا یکسان نیست (ثریا و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۳–۵۶)؛ تغییرات اقلیمی در عصر حاضر یکی از چالش‌های مهم زیست‌محیطی می‌باشد. درک ما از تأثیرات بشر روی محیط، به‌ویژه آنهایی که در ارتباط با گرم شدن ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای هستند، نشان می‌دهد که تعدادی از پارامترها به‌احتمال‌زیاد در حال تغییر می‌باشند (خلیلی و همکاران، ۱۳۹۴).

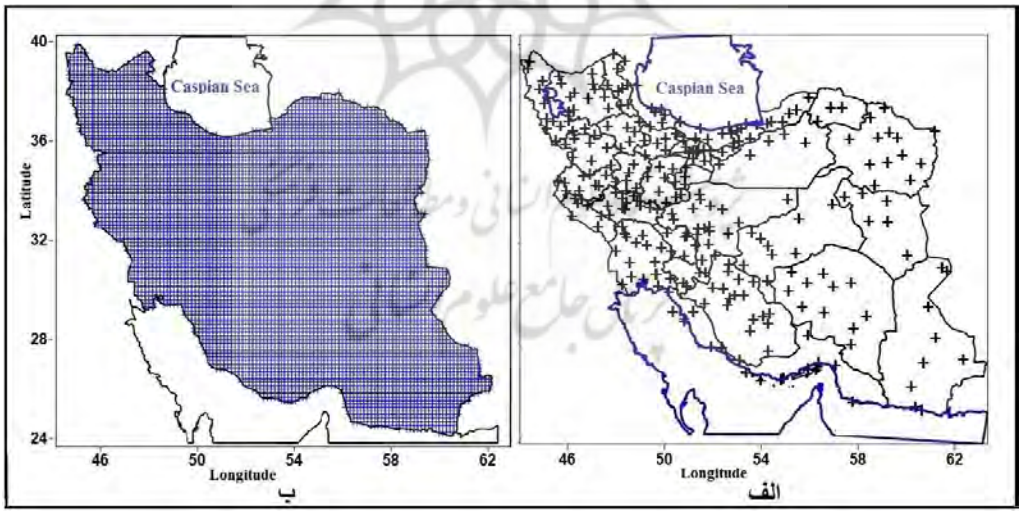
دما را می‌توان یکی از مهم‌ترین عناصر دستگاه اقلیم دانست که تغییرات آن می‌تواند شرایط آب و هوایی هر محلی را دگرگون سازد. این تغییرات به شکل‌های گوناگونی رخ می‌دهد که ناشی از توزیع ناهمگن انرژی خورشیدی در سطح زمین است (ناظم السادات، ۱۳۸۸). پهنه‌های دمایی از عوامل متعددی تأثیر می‌پذیرد. ازاین‌رو بررسی آن می‌تواند نقش عوامل مذکور را انعکاس دهد. عوامل مکانی مانند ناهمواری‌ها و عرض جغرافیایی محل و...، همچنین تأثیر همسایگان و سامانه‌های گردش جوی و بسیاری عوامل دیگر در تکوین دمای محل نقش غیرقابل‌انکاری دارند. نکته قابل‌ذکر در این میان این است که دما یا هر عنصر اقلیمی دیگر در هر محل، با نواحی مجاور مشابه بوده و به عبارتی دارای ساختار فضایی می‌باشد. در صورت وجود ساختار فضایی، طبیعی است که وابستگی مقادیر نقاط نزدیک به هم بیشتر از وابستگی مقادیر نقاط دور از هم است و تغییرات ایجادشده در یک فضای معین شانس بیشتری برای تأثیرگذاری روی فضاهای نزدیک به خوددارند تا روی فضاهای دورتر از خود (حسنی پاک، ۱۳۸۹). به صورت کلی عامل اصلی ایجاد تفاوت‌های دمایی در نقاط مختلف کره زمین، متفاوت بودن زاویهٔ تابش خورشید در عرض‌های جغرافیایی مختلف می‌باشد، اما اگر این عامل را به‌عنوان تنها عامل مؤثر در تغییرات دمایی بپذیریم، تغییرات دما در طول یک سال و در سال‌های مختلف سیر منظمی خواهد داشت، درصورتی‌که در طبیعت چنین نیست و عواملی مانند توپوگرافی منطقه، جهت دامنه‌ها، پوشش خاک، دوری یا نزدیکی به پهنه‌های آبی و سامانه‌های جوی منطقه‌ای و سیاره‌ای این نظم را بر هم می‌زنند (لشکری، ۱۳۸۷). پهنه‌های دمایی سرد و و گرم کمتر موردمطالعه اقلیم شناسان قرار گرفته است ولی این پهنه‌ها تحت عناوین دیگری ازجمله شناسایی امواج گرمایی (پهنه دمای گرم) و امواج سرمایی (پهنه دمایی سرد) موردتوجه اقلیم شناسان بوده است؛ برای مثال اسماعیل نژاد و همکاران در شناسایی امواج گرمایی ایران نشان دادند که موج‌های گرمایی کوتاه رخداد بیشتری داشته است و تعداد امواج گرمایی پرتداوم

کمتر رخ داده است. پایان زمستان و روزهای نخستین پاییز موج‌های گرمایی بیشتر و فراوان‌تر می‌باشد، این هنگام‌ها با گذار دورهٔ سرد به گرم و گرم به سرد، همزمان است. (اسماعیل نژاد و همکاران ۱۳۹۲: ۳۶). یکی از حالت‌های ویژهٔ دمایی که در آن مقادیر فرین دمای حداقل مشاهده می‌شود، موج سرما می‌باشد. این امواج به‌ویژه در فصل زمستان به دلیل کم بودن زاویهٔ تابش خورشید و سردتر بودن هوا، باقدرت بیشتری عمل می‌کنند و نه‌تنها حیات تمامی موجودات زنده را با خطر مواجه می‌نمایند بلکه نقش مهم و تعیین‌کننده‌ای در مسائل اقتصادی، زیست‌محیطی و عمرانی مانند جاده‌سازی، سدسازی و پل‌سازی دارند و می‌توانند باعث ایجاد خسارت به بخش‌های مختلف شوند (هژبر پور و علیجانی، ۱۳۸۶). شدت و ضعف امواج سرمایی تابع عوامل و الگوهای همدید و پویشی پیچیده‌ای می‌باشد که برخی از آن‌ها کمتر موردبررسی و شناسایی قرارگرفته‌اند و تحلیل آن‌ها با استفاده از روش همدید می‌تواند ویژگی‌هایی مانند منشأ، مسیر، شدت و فراوانی سامانه‌های فشار را شناسایی نموده و به شناخت بنیادی عوامل پدیدآورنده و ویژگی‌های آن‌ها کمک مؤثری کند و در افزایش شناخت ما از موج‌های سرمای زمستانی مؤثر باشد (جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۰). یکی دیگر از نمایه‌های مهم دما که کمتر هم موردتوجه قرار گفت امواج گرمایی و شناسایی تغییرات مکانی این پدیده می‌باشد. امواج گرمایی اثرات مختلفی بر جنبه‌های گوناگون زندگی و فعالیت‌های انسانی ازجمله در بخش گردشگری، اقتصادی، اجتماعی، کشاورزی، سلامت جسم و روح و... دارد. در مقایسه با مناطق مرکزی احساس راحتی و آرامش انسان در سواحل تحت تأثیر دما به همراه رطوبت می‌باشد، هرچند رطوبت در بسیاری از موارد عامل اعتدال هوا و آرامش است، اما افزایش آن در ارتباط با دما موجب اختلال عملکرد قلب، مغز، دستگاه گوارش و تنفس می‌گردد (ناظم السادات و همکاران، ۱۳۸۱). علاوه بر موارد فوق در اکثر مطالعات به تغییرات دهه‌ای پهنه‌های گرم و سرد دمایی کمتر توجه شده است. لذا در این مطالعه سعی شده است در راستای تکمیل کار پژوهشی دیگر محققان ابتدا پهنه‌های دمایی سرد و گرم ایران شناسایی شوند، سپس تغییرات این پهنه‌ها با استفاده از شاخص‌های اعتبارسنجی در دوره‌های مختلف مورد بررسی قرار گیرد.

۲. مواد و روش‌ها

در این مطالعه ابتدا برای شناسایی پهنه‌های گرم و سرد دمایی ایران، آمار روزانه دمای روزانه برای ۲۸۳ ایستگاه سینوپتیکی از سازمان هواشناسی کشور استخراج گردیده است. این گروه از داده‌ها از طریق میان یابی به روش کریجینگ ساده مقادیر ایستگاهی دمای روزانه در پهنهٔ کشور و برای دورهٔ آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰ (۱۸۱۸۳ روز) به‌دست‌آمده است و به‌عنوان پایگاه داده اصلی مورداستفاده قرار گرفت. دلیل اینکه از روش کریجینگ ساده برای درون یابی بهره گرفته شده این است که این روش نسبت به سایر روش‌های دیگر از مقدار خطای

کمتری برخوردار است (ریپلی[1] ۲۰۰۴: ۱۴۶). تفکیک مکانی این داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۰۱ یاخته می‌باشد. درنهایت ماتریسی به ابعاد ۷۱۰۱×۱۸۱۸۳ تشکیل‌شده است که به‌عنوان پایگاه داده اصلی مورداستفاده قرار گرفت. در ادامه به‌منظور بررسی تغییرات مکانی پهنه‌های دمایی سرد و گرم، دوره آماری را به پنج دوره مساوی (۱۳۴۱–۱۳۵۰، ۱۳۵۱–۱۳۶۰، ۱۳۶۱–۱۳۷۰، ۱۳۷۱–۱۳۸۰ و ۱۳۹۰–۱۳۸۱) تقسیم و در هر دوره پهنه‌های دمایی گرم و سرد شناسایی گردیده است و تغییرات آن در دوره بعد موردبررسی قرار گرفت. در ابتدا برای شناسایی پهنه‌های دمایی سرد و گرم از تحلیل خوشه‌ای بهره گرفته‌شده است. تحلیل خوشه‌ای مجموعه کثیری از داده‌ها را برحسب فاصله آن‌ها به خوشه یا دسته‌های کوچک‌تری تقسیم می‌کند. به‌این‌ترتیب که متغیرهای که از همدیگر فاصله کمتری دارند را دریک گروه قرار می‌دهد؛ بنابراین در تحلیل خوشه‌ای محقق به دنبال این است که دسته‌های واقعی متغیرها را مشخص و تعداد آن‌ها را کاهش دهد. ازاین‌رو می‌توان گفت هدف اصلی روش خوشه‌بندی ایجاد گروه‌ها و طبقاتی است که تنوع درون‌گروهی آن‌ها کمتر از تنوع و تفرق بین گروهی می‌باشد (کالکستین[2] ۱۹۸۷). به‌منظور جلوگیری از حجم زیاد کار از توضیح این روش خودداری شده و برای مطالعه مفصل‌تر می‌توان به فرشاد فر (۱۳۹۰)، خسروی و آرامش (۱۳۹۱)، خسروی و نظری پور (۱۳۸۹: ۹۰–۶۵)، حیدری و علیجانی (۱۳۸۷)، دوست کامیان (۱۳۹۳) و مزیدی و خالقی (۱۳۸۸) مراجعه کرد. پراکنش ایستگاه‌های موردمطالعه در شکل ۱ نمایش داده‌شده است.



شکل ۱ توزیع فضایی ایستگاه‌های موردمطالعه و شبکه بندی منظم یاخته‌های

1 Ripley
2 Kalkstein

به‌منظور اعتبارسنجی پهنه‌های سرد و گرم دمایی از شاخص‌های نظیر شاخص اعتبار سنجی دیویس-بولدین، شاخص سیلهوتی و تحلیل ممیزی استفاده‌شده است که در ادامه شرح داده خواهند شد:

۱-۲. شاخص اعتبار سنجی دیویس-بولدین[1]

شاخص اعتبار سنجی دیویس-بولدین تابعی از نسبت مجموع پراش درون دهه‌ای خوشه به فاصله بین خوشه‌هاست (هالکیدی و همکاران، ۲۰۰۲) که بر اساس تعداد خوشه‌ها و فاصله داده‌های خوشه‌ای از مرکز خوشه بر اساس رابطه زیر قابل‌محاسبه می‌باشد (دیویس و بولدین، ۱۹۷۲):

$$DB = \frac{1}{n}\sum_{\substack{i=1 \\ j\neq j}}^{n} max\left\{\frac{S_n(Q_i)+S_n(Q_j)}{S(Q_i,Q_j)}\right\} \qquad ۱$$

که در آن n تعداد خوشه‌هاست و S_n میانگین فاصله داده‌های خوشه‌ای از مرکز خوشه و $S(Q_i,Q_j)$ فاصله بین مراکز خوشه‌هاست؛ بنابراین هنگامی که درون خوشه به هم نزدیک و خوشه‌ها از یکدیگر دور باشند این نسبت کوچک می‌شوند. مقدار کوچک شاخص اعتبار سنجی دیویس ° بولدین نمایش خوشه‌بندی معتبر است.

۲-۲. شاخص سیلهوتی[2]

روش اعتبار سیلهوته بر اساس میانگین فاصله هریک از نمونه‌های یک خوشه با تمام نمونه‌های موجود در همان خوشه و میانگین فاصله کل نمونه موجود در خوشه‌های دیگر با یک خوشه مشخص تعریف می‌شود. بر اساس این دیدگاه برای هر خوشه میزان پراکندگی و همبستگی داده‌ها تعیین می‌شود که مقادیر بیشینه این شاخص برای تعیین تعداد بهینه خوشه بکار می‌رود (بولشکا و آزاج، ۲۰۰۳):

$$S(i) = \frac{(b(i)-a(i))}{max\{b(i),a(i)\}} \qquad ۲$$

در این رابطه $a(i)$ نمایانگر تشابه نداشتن یک نمونه با نمونه‌های دیگر در یک خوشه و $b(i)$ نمایانگر تشابه نداشتن یک نمونه نسبت به همه نمونه‌ای موجود در خوشه‌ای دیگر (نزدیک‌ترین خوشه‌ها) می‌باشد. مقدار شاخص‌های اعتبار سنجی سیلهوته بین ۱ بین ۱ بین متغیر است؛ درصورتی‌که این شاخص برابر ۱ باشد نمایانگر این است که خوشه‌بندی به‌درستی صورت گرفته است. اگر مقدار شاخص نزدیک صفر باشد این بدین معناست که نمونه را می‌توان به یک خوشه نزدیک‌تر نسبت داد و نحوه قرارگیری نمونه از دو خوشه به یک

1 Davies Bouldin Index
2 Silhouette Index

اندازه دور است. درصورتی‌که این شاخص برابر ۱ شد این بدین معناست که خوشه‌بندی به‌درستی صورت نپذیرفته است.

۳-۲. تحلیل ممیزی (تابع تشخیص)[1]

به‌منظور صحت و ارزیابی گروه‌بندی حاصل خوشه‌بندی از تحلیل ممیزی (تابع تشخیص) استفاده شد. ازاین‌رو زمانی استفاده می‌شود که تعداد گروه‌ها معلوم باشند درواقع یک نوع آزمون برای تشخیص درست گروه‌بندی می‌باشد. تحلیل تشخیصی ابتدا به‌طور خودکار اولین تابعی را که گروه‌ها را از هم دیگر تفکیک خواهد کرد انتخاب می‌کند سپس تابع دومی را انتخاب می‌کند که با تابع اولی ارتباط نداشته باشد. ازاین‌رو به‌منظور پیش‌بینی تغییرات تغییر وابسته (عضویت گروهی) از روی متغیرهای مستقل از تحلیل تشخیصی استفاده می‌شود (سرمد و همکاران ۱۳۸۰؛ به نقل از حبیب پور و صفری، ۱۳۹۰). یا به عبارت دیگر آنالیز تشخیصی راهکاری است برای اینکه متغیرها را در قالب گروه‌های مجزا از هم تفکیک کنیم (منصور فر ۱۳۸۸: ۳۸۵). هدف کلی تحلیل ممیزی به و جود آوردن ترکیب خطی بین متغیرها که از آن برای گروه‌بندی استفاده می‌شود. ترکیب خطی متغیرها به‌صورت زیر است (فرشاد فر، ۱۳۹۰):

$$l = B_1X_1 + B_2X_2 \dots B_PX_P \qquad ۳$$

مقدار به‌دست‌آمده برای l تعیین‌کننده انتصاب فرد به گروه مشخص است. X_1، X_2 و X_P نشان‌دهنده گروه اندازه‌گیری‌های حاصل برای هر تغییر انتخاب‌شده می‌باشد. B_1، B_2 و B_P مثل ضرایب B در رگرسیون هستند.

۳. بحث و نتایج

شکل ۱ پهنه دمایی گرم را برای دوره‌های مختلف بر اساس تحلیل خوشه‌ای و تحلیل ممیزی نشان می‌دهد. در این اشکال پهنه‌های زردرنگ پهنه‌های دمایی گرم را بر اساس تحلیل خوشه‌ای و ممیزی نشان می‌دهند. خط قرمزرنگ مرز پهنه دمایی گرم ایران بر اساس شاخص اعتبار سنجی سیلهوتی را نشان می‌دهند و هر چه که این خط کمرنگ و یا به سمت نواحی مرزی کشیده شده باشد (دارای مقادیر مثبت و به ۱+ نزدیک شده باشند) بیانگر این است که دماهای گرم به‌خوبی شناسایی‌شده است و هر چه که این خط به سمت داخل نواحی مرزی کشیده شود (دارای مقادیر منفی و به ۱- نزدیک شده باشند) بیانگر این است که پهنه‌های دمایی گرم به‌خوبی شناسایی نشده است. این در حالی است که مقدار ضریب سیلهوتی بین ۱+ تا ۱- در نوسان می‌باشد (شکل ۲). چنانچه میانگین این ضریب برای پهنه موردمطالعه به یک نزدیک‌تر باشد خط قرمزرنگ به سمت نواحی مرزی کشید و تا جای که محو می‌شود (شکل ۱- دوره پنجم) در چنین مواقعی پهنه‌ها دمایی گرم به‌خوبی

1 Discriminant Analysis

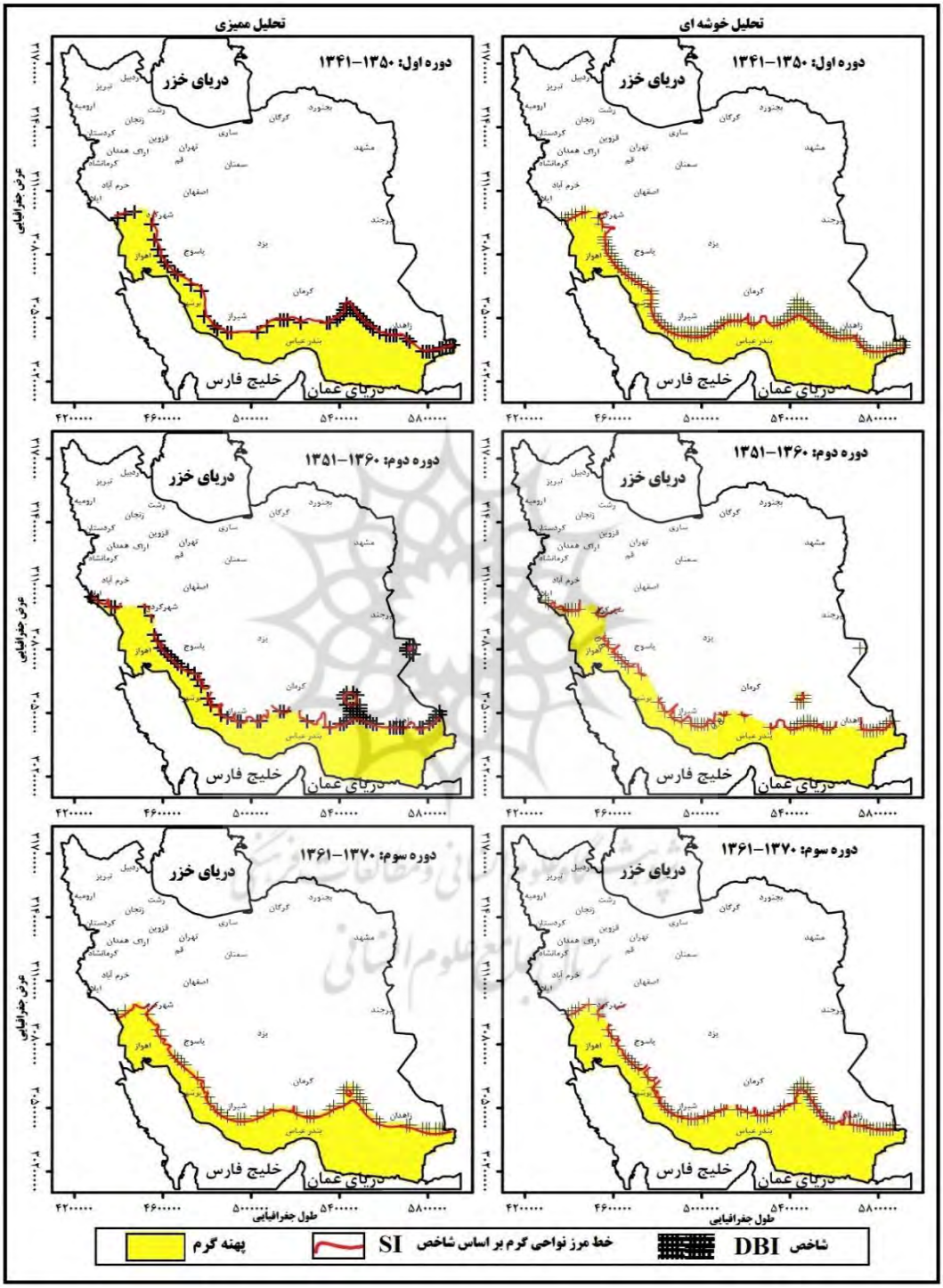
شناسایی‌شده است. درصورتی‌که میانگین ضریب همبستگی سیلهوته به سمت ۱- باشد خط قرمزرنگ به سمت داخل نواحی گرم دمایی کشیده می‌شود در این مواقع پهنه‌های گرم و سرد به خوبی شناسایی نشده است. همچنین نقاط مشکی‌رنگ نقاط مشکوک پهنه دمایی گرم را بر اساس شاخص اعتبار سنجی DBI نشان می-دهند. درواقع تعداد بالای این نقاط بیانگر این است که پهنه‌های دمایی به‌خوبی شناسایی نشده است و هرچه که تعداد این نقاط کمتر باشد بیانگر این است که در شناسایی پهنه‌های گرم دمایی کمتر خطا داشته‌ایم. همان‌طوری که مشاهده می‌شود بر اساس شاخص‌های اعتبار سنجی دیویس-بولدین، شاخص سیلهوتی و تحلیل ممیزی پهنه‌های گرم دمایی ایران به‌خوبی شناسایی‌شده‌اند به‌طوری‌که در هر پنج دوره خط قرمزرنگ بحرانی و همچنین نقاط سیاه‌رنگ به سمت نواحی برون‌مرزی پهنه گرم دمایی کشیده شده است. بااین‌حال در هر پنج دوره پهنه گرم دمایی در کرانه‌های ساحل خلیج‌فارس و همچنین شهرهای جنوبی استان خوزستان مشاهده‌شده است. این در حالی است که مسعودیان و اکبری (۱۳۸۸) کرانه‌های ساحلی دریای خزر را جز نواحی گرم ایران قلمداد کردند. ازآنجایی‌که در ایجاد یک خوشه اشتراک در ویژگی موردبررسی در پیکسل‌های نیاز است و با توجه به ناهمگونی سطح مناطق مرکزی کشور ازنظر ناهمواری، باوجود کویری بودن این مناطق و دماهای بالا، این مناطق جزء خوشه با دمای بالا محسوب نگردیده است. دلیل این امر شاید تفاوت دمایی در مناطق کویری در هم‌جواری دماهای معتدل در دامنه کوه‌ها و دماهای خنک ارتفاعات باشد. به عبارتی وجود بیشینه دما در منطقه‌ای در لوت در همسایگی مناطق با دمای نسبتاً خنک در ارتفاعات نمی‌تواند به ایجاد یک خوشه بیانجامد. پیشروی و پس‌روی سامانه‌های سینوپتیکی موجود در گردش عمومی جو، موجب تجربه سال‌های سردتر یا گرم‌تر در کشور می‌شود. به‌طوری‌که پیشروی تاوه قطبی (ورتکس قطبی) به شمال کشور، موجب ریزش هوای سرد به این منطقه می‌گردد و میزان ماندگاری این سیستم در کشور متوسط دمای کشور را تا حد زیادی متؤثر می‌سازد. از طرفی پس‌روی این تاوه، موجب فراهم شدن شرایط برای ورود پرفشار جنب‌حاره در کشور می‌شود، هراندازه این سامانه مساحت بیشتری از کشور را در بربگیرد، متوسط دمایی بالاتری برای کشور ثبت خواهد گردید (ناصرزاده و همکاران، ۱۳۹۳). درنهایت وجود تفاوت‌های دمایی در متوسط دمای هرسال، در میزان گسترش پهنه مربوط به هر خوشه نمایان می‌گردد. این در حالی است که گستره مکانی پهنه‌های دمایی گرم در دوره‌های مختلف متفاوت بوده است. بر اساس تحلیل خوشه‌ای در دوره ۱۳۴۱ تا ۱۳۵۰ پهنه‌های گرم دمایی ایران در ۱۷/۶۸ درصد از مساحت ایران گسترش داشتند این پهنه بر اساس تحلیل ممیزی، شاخص سیلهوته و DBI به ترتیب ۱۶/۸۹، ۱۵/۳۶ و ۱۵/۹۵ درصد می‌باشد (جدول ۱). میانگین دمای پهنه گرم در این دوره ۲۴/۴ درجه سانتی‌گراد با ضریب تغییرات ۵/۸ درصد بوده است (جدول ۲).

جدول ۱ مساحت پهنه‌های گرم دمایی ایران بر اساس شاخص‌های مختلف

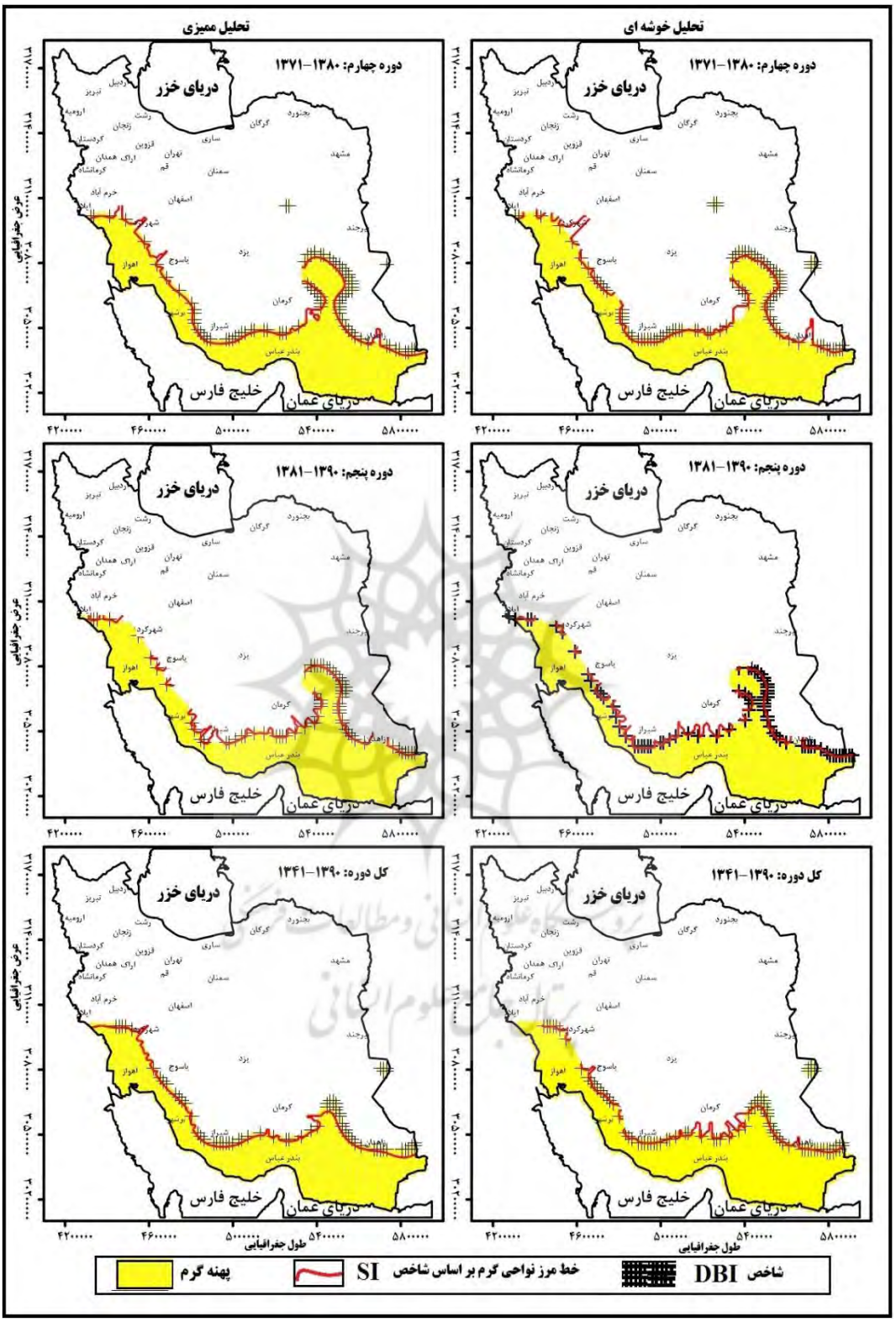
پهنه گرم	تحلیل خوشه‌ای	تحلیل ممیزی	SI	ضریب SI	DBI
دوره اول	۱۷/۶۸	۱۶/۸۹	۱۵/۳۶	/۸۱	۱۵/۹۵
دوره دوم	۱۷/۹۴	۱۹/۴۹	۱۷/۹	/۸۶	۱۷/۶۷
دوره سوم	۱۸/۹۳	۱۸/۶۵	۱۷/۵۵	/۸۵	۱۷/۱۶
دوره چهارم	۲۳/۵۱	۲۲/۸۶	۲۱/۳۸	/۸۴۱	۲۰/۶۳
دوره پنجم	۲۰/۸۹	۲۲/۰۱	۲۰/۸۹	/۸۷	۲۰/۴۲
کل دوره	۲۱/۱۶	۲۰/۹۵	۱۹/۷	/۸۶	۱۹/۳

همان‌طوری که مشاهده می‌شود در این دوره نمایه‌های مرکزی باهم اختلاف دارند و این بیانگر این است که دماهای گرم در این دوره ضمن برخورداری از افت خیز روزانه دارای توزیع و تغییرات مکانی زیادی بوده است که این امر تا دوره سوم تداوم داشته است. نزدیک بودن اعداد مربوط به میانگین و میانه (صدک ۵۰) و کم بودن مقدار مد در تمام دوره‌ها تصدیقی بر مطلب گفته‌شده می‌باشد. از دوره سوم به بعد پهنه‌های دمایی گرم کشور به سمت یکنواختی کشیده شده است که این امر در دوره چهارم بیشتر نمایان است. میزان چولگی برای دوره اول و دوم مثبت می‌باشد بنابراین نوع توزیع دما چوله به راست است که بیانگر این است که فراوانی مقادیر کمتر از میانگین برای تمام دوره‌ها بیش از فراوانی مقادیر بزرگ‌تر از میانگین می‌باشد و چولگی منفی دارای شرایطی برعکس می‌باشد که برای دوره سوم تا پنجم دما دارای چولگی منفی بوده است. معیار کشیدگی که بیانگر میزان انحراف یک توزیع از حالت نرمال استاندارد می‌باشد؛ برای همهٔ دوره‌ها مثبت است که بیانگر توزیع کشیده داده‌ها در تمام دوره‌ها نسبت به حالت نرمال می‌باشد. این در حالی است که پهنه‌های گرم دمایی به سمت دوره‌های اخیر روبه افزایش بوده است، به‌طوری‌که در دوره دوم (۱۳۵۱ تا ۱۳۶۰) پهنه‌های دمایی گرم افزایش نامحسوسی را داشته است؛ بااین‌حال در دوره چهارم افزایش پهنه‌های گرم دمایی قابل محسوس بوده است، به‌طوری‌که نسبت به دوره اول نزدیک به ۷ درصد افزایش داشته است؛ بنابراین به‌تبع افزایش دمای جهانی پهنه‌های گرمایی دمایی ایران افزایش داشته است. ازاین‌رو می‌توان گفت تغییرپذیری پهنه‌های گرمایی دمایی ایران در ارتباط با آب‌وهوای منطقه‌ای و تغییرپذیری اقلیمی باشد (Pandzic and Likso 2005: 81-98). این در حالی است که بعضی از محققین افزایش دمای نزدیک به ۱ تا ۳ درجه سانتی‌گراد را برای کشور ایران پیش‌بینی نمودند (عباسی و اثمری، ۱۳۹۰). بااین‌وجود بیشتر محققین در مطالعات خودشان بیشتر افزایش دما را پیش‌بینی نمودند (اشرف و همکاران، ۱۳۹۰، پروین، ۱۳۸۹). ازاین‌رو می‌توان گفت افزایش پهنه‌های گرم دمایی در ایران ناشی از افزایش دمای کره زمین می‌باشد که سبب شده که به سمت دوره‌های اخیر علاوه بر که از

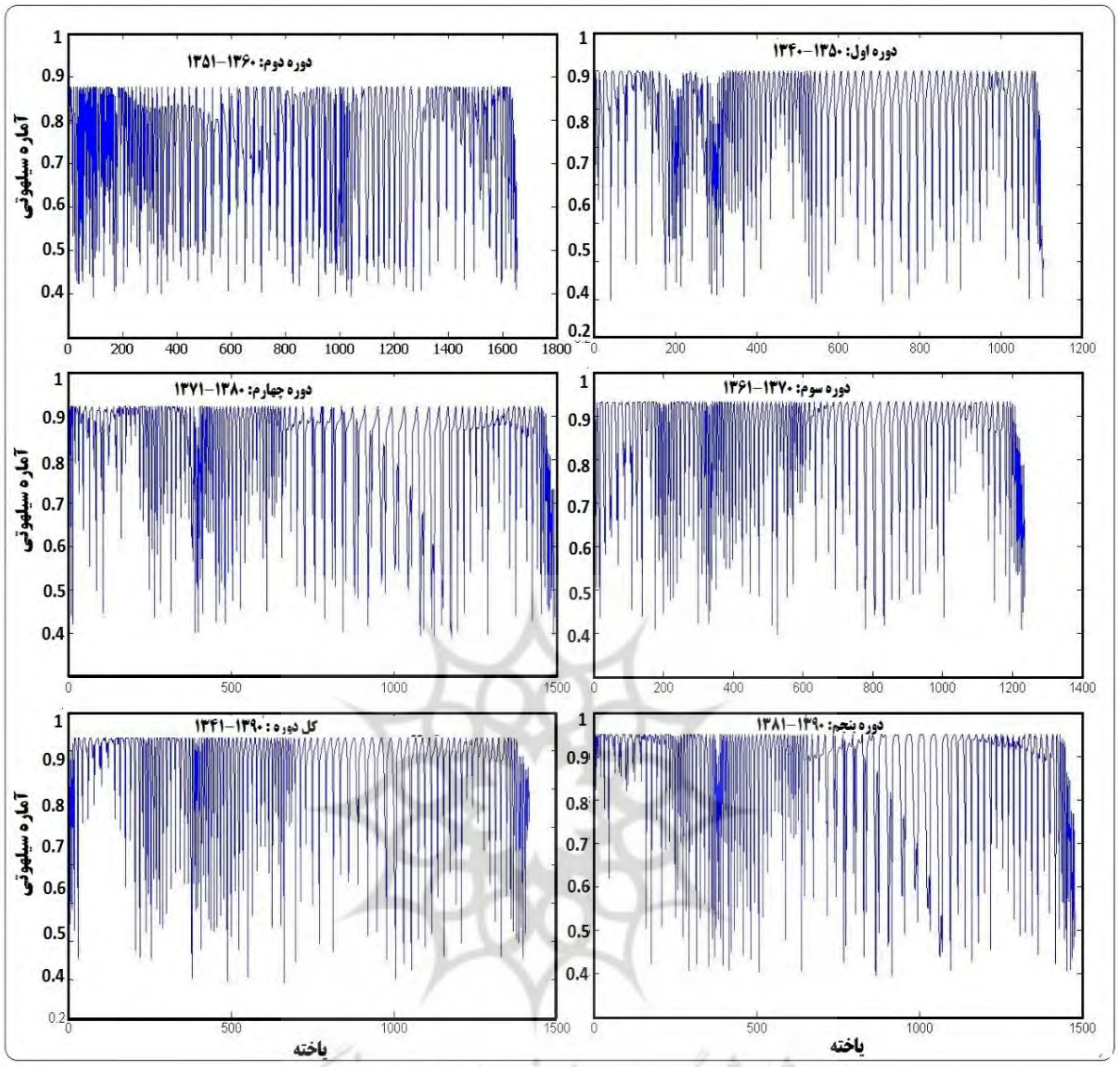
گستره پهنه‌های گرم دمایی ایران افزایش داشته است میانگین دمایی پهنه‌های گرم هم افزایش قابل محسوسی داشته است (شکل ۲).



شکل ۲ پهنه‌های گرم دمایی ایران طی دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر



ادامه شکل ۲ پهنه‌های گرم دمایی ایران طی دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر



شکل ۳ ضریب SI برای پهنه‌های گرم دمایی در دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

بااین‌حال در دوره چهارم (۱۳۸۰ تا ۱۳۷۱) پهنه‌های گرمایی دمایی ایران تا جنوب بیرجند کشیده شده است بااین‌حال نقاط مشکوک در این نواحی بر اساس شاخص اعتبارسنجی DBI و سیلهوتی بیشتر شده است. این در حالی است که بخش شمالی آن پهنه‌های گرم تا بخش‌های از جنوب و جنوب غرب شهرکرد و همچنین بخش‌های جنوبی ایلام کشیده شده است. دراین‌بین استان بوشهر و بخش اعظمی از استان بندرعباس در سیطره پهنه‌های گرم دمایی قرار دارد. در شکل ۳ ضریب آماره سیلهوتی را برای پهنه‌های گرم دمایی ایران را نشان می‌دهد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود در تمامی دوره‌ها اماره سیلهوته به سمت یک کشیده شده است و بعضاً تعداد نقاط اندکی دارای ضریب پایین دارند؛ بااین‌وجود بالاترین میانگین ضریب سیلهوته با ۸۷/ برای دوره

پنجم می‌باشد (جدول ۱). این در حالی است که کمترین ضریب همبستگی سیلهوته با ۸۱/ برای دوره اول (۱۳۴۱ تا ۱۳۵۰) بوده است این بیانگر این است که پهنه‌های دمایی گرم به‌خوبی شناسایی‌شده است (شکل ۳).

جدول ۲ مشخصات توصیفی پهنه دمایی گرم ایران بر اساس شاخص‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

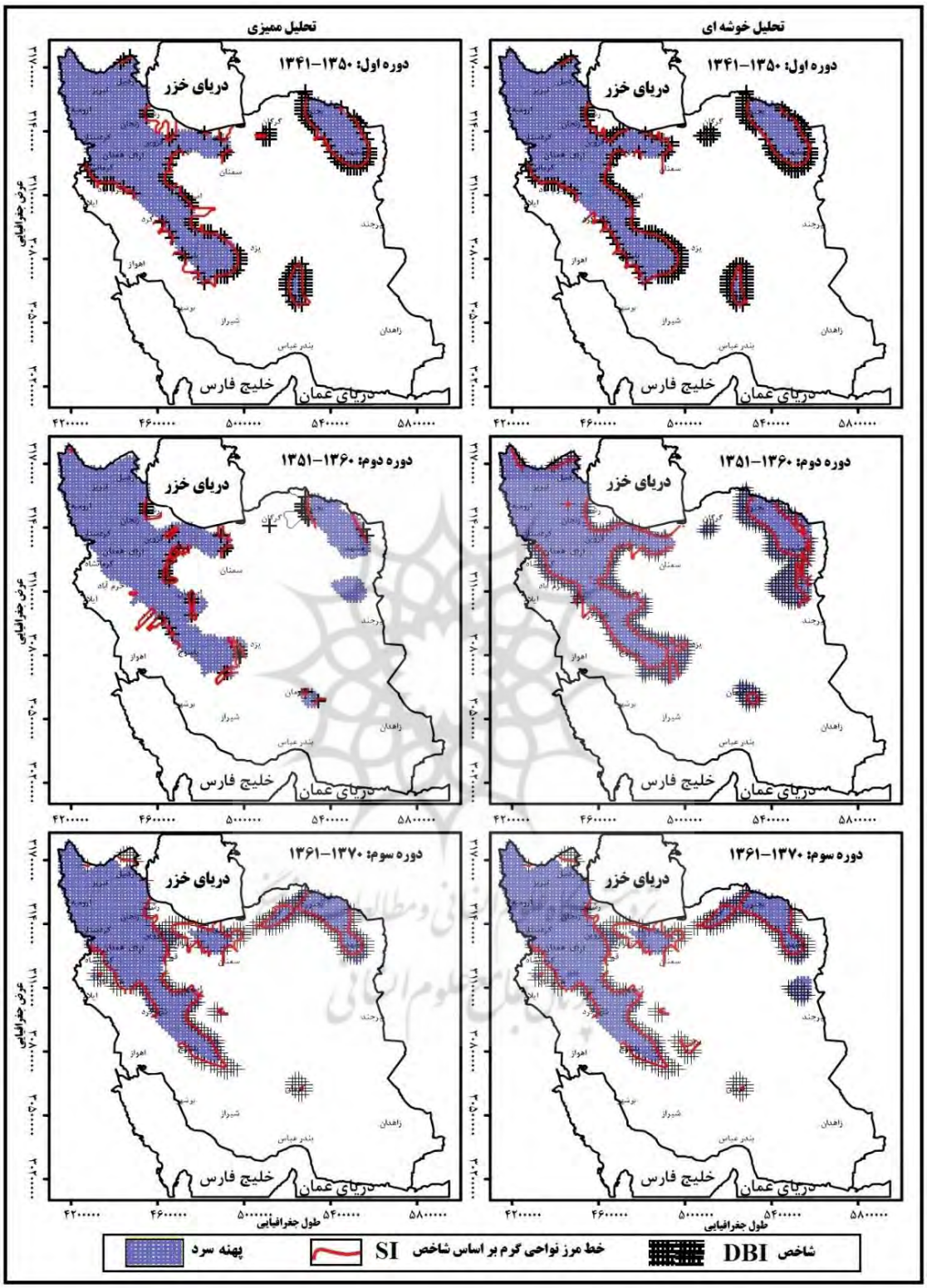
فرا سنج	دوره اول: ۱۳۵۰-۱۳۴۱			دوره دوم: ۱۳۶۰-۱۳۵۱			دوره سوم: ۱۳۷۰-۱۳۶۱		
	خوشه‌ای	ممیزی	DBI	خوشه‌ای	ممیزی	DBI	خوشه‌ای	ممیزی	DBI
میانگین	۲۴/۴	۲۴/۵	۲۴/۷	۲۴	۲۳/۹	۲۴/۱	۲۴/۴	۲۵/۵	۲۴/۷
میانه	۲۴/۱	۲۴/۲	۲۴/۵	۲۴	۲۳/۸	۲۴	۲۴/۶	۲۴/۶	۲۴/۸
مد	۲۲/۱	۲۲/۳	۲۲/۸	۲۶/۲	۲۶/۲	۲۶/۲	۲۲	۲۲/۲	۲۲/۶
واریانس	۲	۱/۹	۱/۶	۱/۶	۱/۸	۱/۵	۱/۶	۱/۵	۱/۲
انحراف معیار	۱/۴	۱/۴	۱/۲	۱/۲	۱/۴	۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۱
ضریب تغییرات	۵/۸	۵/۶	۵/۱	۵/۲	۵/۷	۵/۱	۵/۱	۵	۴/۵
دامنه تغییرات	۵/۴	۵/۱	۴/۶	۴/۹	۵/۲	۴/۸	۵	۴/۸	۴/۴
چولگی	/۳	/۳	/۳	/۱	/۱	/۱	-/۱	-/۱	-/۱
کشیدگی	۲	۲	۱/۹	۲	۲	۲	۱/۹	۱/۹	۱/۹
بیشینه	۲۷/۴	۲۷/۴	۲۷/۴	۲۶/۷	۲۶/۷	۲۶/۷	۲۷	۲۷	۲۷
کمینه	۲۲/۱	۲۲/۳	۲۲/۸	۲۱/۸	۲۱/۵	۲۱/۹	۲۲	۲۲/۲	۲۲/۶
چارک اول	۲۳/۲	۲۳/۴	۲۳/۷	۲۳	۲۲/۸	۲۳/۱	۲۳/۴	۲۳/۴	۱۳/۷
چارک دوم	۲۴/۱	۲۴/۲	۲۴/۵	۲۴	۲۳/۸	۲۴	۲۴/۶	۲۴/۶	۲۴/۸
چارک سوم	۲۶/۸	۲۶/۸	۲۶/۸	۲۶/۱	۲۶/۱	۲۶/۱	۲۶/۳	۲۶/۳	۲۶/۳
فرا سنج	دوره چهارم: ۱۳۸۰-۱۳۷۱			دوره پنجم: ۱۳۹۰-۱۳۸۱			کل دوره: ۱۳۹۰-۱۳۴۱		
میانگین	۲۴/۶	۲۴/۷	۲۴/۹	۲۵/۷	۲۵/۶	۲۵/۸	۲۴/۴	۲۴/۴	۲۴/۶
میانه	۲۴/۷	۲۴/۸	۲۵	۲۵/۹	۲۵/۸	۲۶	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۴/۷
مد	۲۵/۶	۲۵/۶	۲۵/۶	۲۶/۵	۲۶/۵	۲۶/۵	۲۱/۷	۲۱/۷	۲۲/۲
واریانس	۲/۵	۲/۴	۱/۹	۱/۴	۱/۶	۱/۴	۲/۱	۲	۱/۷
انحراف معیار	۱/۶	۱/۵	۱/۴	۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۴	۱/۴	۱/۳
ضریب تغییرات	۶/۴	۶/۲	۵/۶	۴/۶	۵	۴/۵	۵/۹	۵/۸	۵/۲
دامنه تغییرات	۵/۵	۵/۳	۴/۸	۴/۴	۴/۷	۴/۳	۵/۴	۵/۳	۴/۹
چولگی	-/۱	-/۱	-/۱	-/۳	-/۳	-/۳	-/۲	-/۱	-/۱
کشیدگی	۱/۷	۱/۷	۱/۷	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۲	۱/۹
بیشینه	۲۷/۳	۲۷/۳	۲۷/۳	۲۷/۹	۲۷/۹	۲۷/۹	۲۷/۱	۱/۲۷	۱/۲۷
کمینه	۲۱/۸	۲۲	۲۲/۵	۲۳/۵	۲۳/۲	۲۳/۶	۲۱/۷	۲۱/۷	۲۲/۲
چارک اول	۲۳/۲	۲۳/۳	۲۳/۷	۲۴/۷	۲۴/۵	۲۴/۸	۲۳/۲	۲۳/۳	۲۳/۶
چارک دوم	۲۴/۷	۲۴/۸	۲۵	۲۵/۹	۲۵/۸	۲۶	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۴/۷
چارک سوم	۲۶/۹	۲۶/۹	۲۶/۹	۲۷/۵	۲۷/۵	۲۷/۵	۲۶/۶	۲۶/۶	۲۶/۶

در شکل ۴ پهنه‌های سرد دمایی ایران را نشان می‌دهد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود این پهنه‌ها بیشتر در امتداد کوه‌های زاگرس شمال غرب ایران و همچنین بخش‌های از شمال شرق پراکنده‌شده‌اند. به‌عبارتی‌دیگر می‌توان گفت که پهنه‌های دمایی سرد بیشتر بر ارتفاعات منطبق هستند و این بیانگر این است که عوامل محلی به‌ویژه ارتفاعات و عرض جغرافیایی نقش به سزایی در توزیع و تغییرات مکانی پهنه‌های دمایی ایران دارد. این در حالی است که فراوانی وقوع یخبندان به ترتیب در نواحی شمال غرب، قسمت‌هایی از غرب (شهرکرد، یاسوج) و شمال شرق و شمال غرب کشور بیشترین میزان فراوانی را طی این سال‌ها به خود اختصاص می‌دهند بر نواحی ارتفاعی کشور یعنی رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس منطبق هستند (دوست کامیان و همکاران ۱۳۹۴: ۳۹-۵۰). البته بااین‌وجود مسعودیان نواحی سرد دمایی ایران را به دو ناحیه سرد و نیمه سرد تقسیم کرده است که ناحیه سرد ایشان با ناحیه بندی این مطالعه تقریباً به‌طور کامل در انطباق هست با این تفاوت که بخش‌های از نواحی نیمه سرد در این مطالعه بر اساس شاخص اعتبار سنجی سیلهوتی و DBI مورد آزمون خطا قرار گرفت و در گروه پهنه‌های سرد دمایی ایران جا گرفت. بااین‌وجود پهنه‌های دمای سرد ایران در دوره اول (۱۳۴۱ تا ۱۳۵۰) به ۲۶/۳۴ درصد رسیده است که این پهنه‌ها بیشتر نواحی شمال غرب و امتداد کوه‌های زاگرس را شامل می‌شود. میانگین دمای سرد در این دوره ۱۲/۷ درجه سانتی‌گراد و ضریب تغییرات ۱۱ درصد بوده است. این در حالی است که مسعودیان میانگین دماهای سرد ایران را ۱۲/۳ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده بود (مسعودیان ۱۳۹۰).

ضریب تغییرات نسبتاً بالای دما بیانگر این است که نوسانات و افت خیزهای روزانه دما در پهنه‌های سرد دمایی ایران زیاد بوده است که دراین‌بین ارتفاعات نقش اساسی را در توزیع و تغییرات مکانی دمای سرد ایران ایفا می‌کند. در دوره دوم میانگین پهنه سرد دمایی ایران بر اساس تحلیل خوشه‌ای* تحلیل ممیزی و DBI به ترتیب ۱۲/۱* ۱۱/۸ و ۱۱/۵ درجه سانتی‌گراد بوده است که نسبت به دوره قبل تقریباً ۶/ درجه سانتی‌گراد سردتر شده است بااین‌وجود در ضریب تغییرات مکانی تفاوت قابل محسوسی ایجاد نشده است.

جدول ۳ مساحت پهنه‌های سرد دمایی ایران بر اساس شاخص‌های مختلف

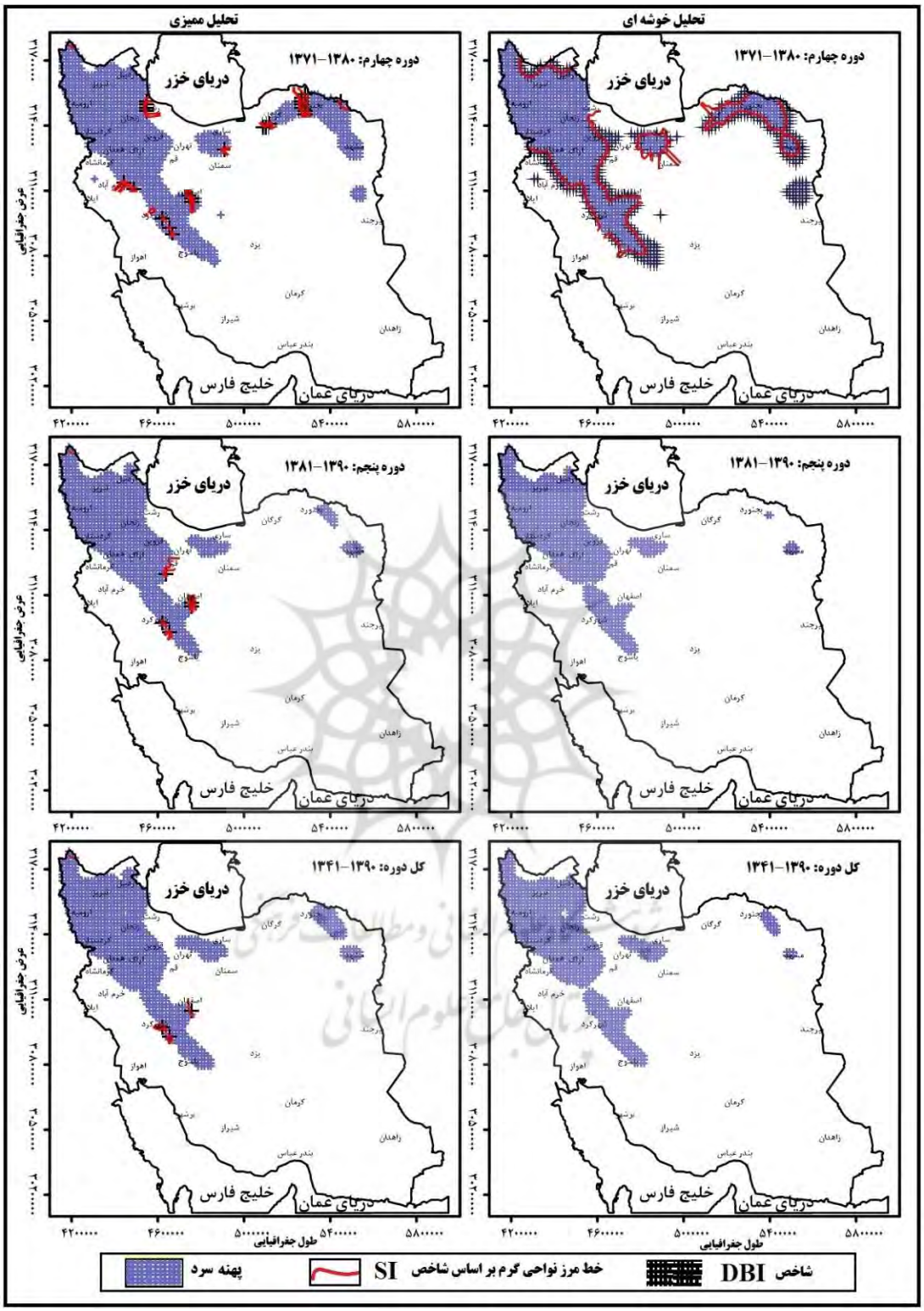
پهنه گرم	تحلیل خوشه‌ای	تحلیل ممیزی	SI	ضریب SI	شاخص DBI
دوره اول	۲۶/۳۴	۲۵/۷۵	۲۲/۲۶	/۸۱	۲۳/۷
دوره دوم	۲۵/۶۲	۲۳/۹۷	۱۹/۱۶	/۷۴	۲۰/۴
دوره سوم	۲۱/۴۹	۲۰/۸۴	۱۸/۴۹	/۸۷	۱۷/۵
دوره چهارم	۲۰/۶۹	۱۸/۷۶	۱۵/۴۰	/۷۷	۱۶/۴
دوره پنجم	۱۴/۴۹	۱۴/۰۴	۱۴/۴۹	/۸۷	۱۴/۵
کل دوره	۱۳/۶۳	۱۵/۳۱	۱۳/۶۵	/۸۸	۱۳/۵



شکل ۴ پهنه‌های سرد دمایی ایران طی دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

در دوره سوم (۱۳۶۱ تا ۱۳۷۰) علاوه بر اینکه از گستره مکانی پهنه‌های سرد دمایی ایران کاسته شده است به‌طوری‌که میانگین پهنه‌های سرد دمایی ایران در این دوره به ۱۱ درجه سانتی‌گراد رسیده است که نسبت به دوره اول ۱/۷ درجه سانتی‌گراد و نسبت به دوره دوم تقریباً ۱/۱ درجه سانتی‌گراد کاهش داشته است.

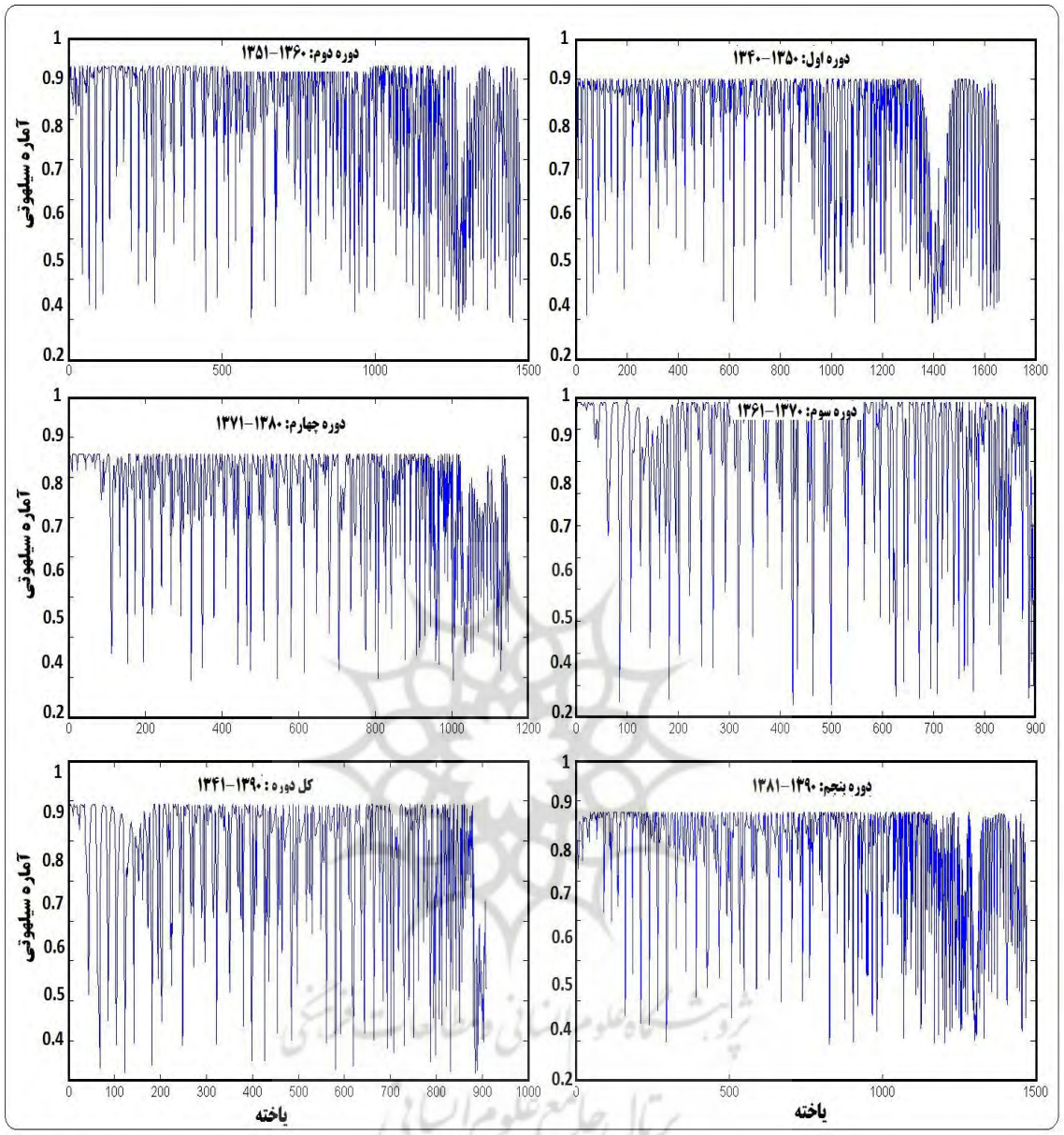
در دوره چهارم (۱۳۷۱ تا ۱۳۸۰) شرایط کمی متفاوت‌تر می‌باشد؛ به‌طوری‌که در این دوره نسبت به دوره‌های قبل‌تر باوجوداینکه از گستره مکانی پهنه‌ای سرد دمایی ایران کاسته شده است (۲۰/۶۹ درصد جدول ۳) میانگین پهنه‌های سرد دمای ایران نسبت به دوره قبل از افزایش قابل محسوسی (۱۲/۱ درجه سانتی‌گراد) برخوردار بوده است (جدول ۴). علاوه بر این در این دوره ضریب تغییرات مکانی دما افزایش ۱/۴ درصد داشته است (جدول ۴). به‌طوری‌که اختلاف نمایه‌های مرکزی پهنه‌های دمایی سرد در این دوره تأییدی بر گفته فوق می‌باشد. به سمت دوره پنجم این روند کاهشی ادامه داشته است به‌طوری‌که گستره مکانی پهنه‌های سرد دمایی ایران در این دوره به ۱۴/۴۹ درصد رسیده است. علاوه به راین میانگین دمای سرد هم از افزایش قابل محسوسی برخوردار بوده است به‌طوری‌که میانگین دما در دوره پنجم (۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰) به ۱۳/۴ درصد رسیده است که نسب به دوره (۱۳۴۱ تا ۱۳۵۰) ۷/ درجه سانتی‌گراد و نسبت به دوره قبل خود (۱۳۷۱ تا ۱۳۸۰) ۱/۱ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته است؛ بنابراین درمجموع می‌توان گفت پهنه‌های سرد دمایی ایران به سمت دوره‌های اخیر ضمن اینکه از گستره مکانی آن‌ها کاسته شده است بر میانگین آن‌ها هم افزوده‌شده است و این بیانگر این است که اقلیم ایران به سمت دوره‌های اخیر از تغییرات قابل‌توجهی برخوردار بوده است. بااین‌وجود در کل نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای، تحلیل ممیزی و شاخص‌های اعتبارسنجی سیلهوته و DBI بیانگر این بوده است که لکه‌هایی از پهنه‌های دمایی سرد در شمال شرق کشور مشاهده‌شده است که بیشتر شامل بجنورد و بخش‌های کوچکی از مشهد را در برمی‌گیرد. این در حالی است که فراوانی وقوع یخبندان در شمال شرق به‌طور متوسط در هر دهه تقریباً ۵۰۰ روز است (دوست کامیان و همکاران ۱۳۹۴). بسیاری از محققان منشأ یخبندان‌های شمال شرق را بیشتر وزشی می‌دانند. در این میان پرفشار مهاجر سیبری از اهمیت زیادی برخوردار است. به‌طوری‌که در زمان حاکمیت این سامانه، هوای سرد از شمال غرب و شمال شرق وارد ایران شده و سبب سرمایش در این مناطق می‌شود (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۹، مسعودیان ۱۳۸۵، فتاحی کیاسری و صالحی پاک، ۱۳۸۸)؛ بنابراین می‌توان چنین استنباط نمود که سامانه‌های تأثیرگذار طی دوره‌های مختلف از ماهیت متفاوتی برخوردار بوده است (عزیزی ۱۳۸۳). با توجه به اینکه پهنه‌های دمایی سرد کشور در نقاطی پر ارتفاع کشور (به‌ویژه تهران، تبریز، اردبیل، همدان، زنجان و شهرکرد) رخ‌داده است، می‌توان چنین استنباط نمود که پهنه‌های دمایی سرد کشور تحت تأثیر ارتفاع و عرض جغرافیایی می‌باشد. در شکل ۵ ضریب اماره سیلهوته را برای دوره‌های مختلف، برای پهنه‌های سرد دمایی ایران نشان می‌دهد.



ادامه شکل ۴ پهنه‌های سرد دمایی ایران طی دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

جدول ۴ مشخصات توصیفی پهنه دمایی سرد ایران بر اساس شاخص‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

فراسنج	دوره اول: ۱۳۵۰-۱۳۴۱			دوره دوم: ۱۳۶۰-۱۳۵۱			دوره سوم: ۱۳۷۰-۱۳۶۱		
	خوشه‌ای	ممیزی	D	خوشه‌ای	ممیزی	D	خوشه‌ای	ممیزی	D
میانگین	۱۲/۷	۱۲/۶	۱۲/۴	۱۲/۱	۱۱/۸	۱۱/۵	۱۱	۱۱/۲	۱۱
میانه	۱۲/۸	۱۲/۷	۱۲/۵	۱۲/۴	۱۲/۱	۱۱/۷	۱۱/۱	۱۱/۲	۱۱/۱
مد	۱۳/۱	۱۳/۱	۱۳/۱	۱۰/۵	۱۰/۵	۱۰/۵	۸	۸	۸
واریانس	۲	۱/۹	۱/۶	۲/۵	۲/۲	۱/۹	/۶	/۸	/۶
انحراف معیار	۱/۴	۱/۴	۱/۳	۱/۶	۱/۵	۱/۴	/۸	/۹	/۸
ضریب تغییرات	۱۱	۱۰/۹	۱۰/۳	۱۲/۹	۱۲/۵	۱۱/۹	۷/۲	۷/۸	۷/۲
دامنه تغییرات	۷/۹	۷/۸	۷/۴	۸/۴	/۸	۷/۵	۴/۳	۴/۵	۴/۳
چولگی	-/۵	-/۵	-/۶	-/۸	-/۸	-/۹	-/۷	-/۵	-/۷
کشیدگی	۲/۸	۲/۹	۳/۱	۳/۱	۳/۲	۳/۳	۳/۵	۳/۱	۳/۵
بیشینه	۱۴/۸	۱۴/۷	۱۴/۴	۱۴/۳	۱۳/۹	۱۲/۳	۱۲/۳	۱۲/۶	۱۲/۳
کمینه	۷	۷	۷	۵/۸	۵/۸	۵/۸	۸	۸	۸
چارک اول	۱۱/۷	۱۱/۷	۱۱/۵	۱۱/۲	۱۱	۱۰/۶	۱۰/۵	۱۰/۶	۱۰/۵
چارک دوم	۱۲/۸	۱۲/۷	۱۲/۵	۱۲/۴	۱۲/۱	۱۱/۷	۱۱/۱	۱۱/۲	۱۱/۱
چارک سوم	۱۴/۷	۱۴/۶	۱۴/۲	۱۴/۱	۱۳/۷	۱۳/۲	۱۲/۱	۱۲/۵	۱۲/۱
فراسنج	دوره چهارم: ۱۳۸۰-۱۳۷۱			دوره پنجم: ۱۳۹۰-۱۳۸۱			کل دوره: ۱۳۹۰-۱۳۴۱		
میانگین	۱۲/۱	۱۱/۹	۱۱/۶	۱۳/۴	۱۳/۲	۱۳	۱۱/۴	۱۱/۷	۱۱/۴
میانه	۱۲/۳	۱۲/۱	۱۱/۸	۱۳/۵	۱۳/۳	۱۱۱/۲	۱۱/۵	۱۱/۸	۱۱/۵
مد	۷/۸	۷/۸	۷/۸	۷/۶	۷/۶	۷/۶	۱۰/۷	۱۰/۷	۱۰/۷
واریانس	۱/۹	۱/۷	۱/۵	۲/۱	۱/۸	۱/۶	/۷	/۹	/۷
انحراف معیار	۱/۴	۱/۳	۱/۲	۱/۴	۱/۳	۱/۳	/۹	۱	/۹
ضریب تغییرات	۱۱/۴	۱۱/۱	۱۰/۵	۱۰/۷	۱۰/۲	۹/۷	۷/۶	۸/۳	۷/۶
دامنه تغییرات	۶/۳	۶	۵/۶	۸	۷/۷	۷/۳	۴	۴/۵	۴
چولگی	-/۷	-/۷	-/۸	-/۶	-/۶	-/۷	-/۸	-/۶	-/۸
کشیدگی	۲/۸	۲/۹	۳	۲/۹	۳/۱	۳/۳	۳/۴	۳	۳/۴
بیشینه	۱۴	۱۳/۷	۱۳/۳	۱۵/۶	۱۵/۲	۱۴/۸	۱۲/۷	۱۳/۱	۱۲/۷
کمینه	۷/۸	۷/۸	۷/۸	۷/۶	۷/۶	۷/۶	۸/۷	۸/۷	۸/۷
چارک اول	۱۱/۲	۱۱	۱۰/۸	۱۲/۴	۱۲/۳	۱۲/۱	۱۰/۹	۱۱/۱	۱۰/۹
چارک دوم	۱۲/۳	۱۲/۱	۱۱/۸	۱۳/۵	۱۳/۳	۱۳/۲	۱۱/۵	۱۱/۸	۱۱/۵
چارک سوم	۱۳/۹	۱۳/۶	۱۳/۲	۱۵/۴	۱۵/۱	۱۴/۷	۱۲/۶	۱۳	۱۲/۶



شکل ۵ ضریب SI برای پهنه‌های سرد دمایی در دوره‌های مختلف طی نیم‌قرن اخیر

همان‌طوری که مشاهده شد در اکثر یاخته‌ها در تمامی دوره‌ها آماره سیلهوتی به سمت ۱+ تمایل داشته است و تنها تعداد معدودی از یاخته دارای ضریب اماره کوچکی بودند که در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی‌دار هم نبودند. بااین‌وجود میانگین ضریب همبستگی سیلهوته بین یاخته‌ای پهنه‌های دمایی سرد ایران در دوره پنجم (۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰) و سوم (۱۳۶۱ تا ۱۳۷۰) با ضریب ۸۷/ در بین سایر دوره‌ها بیشترین بوده است؛ در حالی که کمترین آن با ۷۴/ در دوره دوم (۱۳۵۱ تا ۱۳۶۰) رخ‌داده است با این شرایط درمجموع برای تمامی دوره‌ها

میانگین آماره همبستگی سیلهوتی به +۱ نزدیک می‌باشند و این بیانگر این است که بر اساس این شاخص پهنه‌های دمایی سرد ایران با کمترین خطا به‌خوبی شناسایی و در گروه‌بندی صحیح قرار گرفتند به‌طوری‌که قبلاً این قضیه هم برای پهنه‌های دمایی گرم ایران نتایج مشابهی را داده است(شکل ۴).

۴. نتیجه‌گیری

در این مطالعه به بررسی و شناسایی تغییرات مکانی پهنه‌های دمایی سرد و گرم ایران پرداخته‌شده است. برای این منظور آمار دمای روزانه ۲۸۳ ایستگاه سینوپتیک از سازمان هواشناسی کشور استخراج گردیده است. این گروه از داده‌ها از طریق میان یابی مقادیر ایستگاهی دمای روزانه در پهنه کشور و برای دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰ (۱۸۱۸۳ روز) به‌دست‌آمده است و به‌عنوان پایگاه داده اصلی مورداستفاده قرار گرفت. تفکیک مکانی این داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۰۱ یاخته می‌باشد. به‌منظور شناسایی پهنه‌های دمایی سرد و گرم از تحلیل خوشه‌ای استفاده‌شده است. سپس به‌منظور اعتبار سنجی پهنه‌های دمایی شناسایی‌شده از شاخص اعتبار سنجی دیویس- بولدین (DBI)، شاخص سیلهوتی (SI)، تحلیل ممیزی استفاده‌شده است. برای انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب و نیز برای انجام عملیات ترسیمی از نرم‌افزار سورفر بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که:

- پهنه‌های دمایی سرد ایران بیشتر در امتداد کوه‌های زاگرس، شمال غرب و بخش‌های کوچکی از شمال شرق را در برمی‌گیرد.

- گستره پهنه‌ای دمای سرد به سمت دوره اخیر علاوه بر اینکه از کاهش قابل برخوردار بوده است میانگین دمای پهنه‌های سرد افزایش قابل‌توجهی داشته است. برای مثال پهنه‌ای دمای سرد در دهه ۱۳۴۱ تا ۱۳۵۰ تقریباً ۲۶/۶۳ درصد مساحت کشور را پوشش داده است این در حالی است که در دوره پنجم (۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰) کاهش قابل توجهی داشته است. از این رو افزایش گرمایش جهانی طی دوره‌های اخیر تأثیر چشمگیری می‌تواند در کاهش پهنه‌های سرد دمایی ایران داشته باشد. این در حالی است که خیلی از محققین در مطالعات خود به افزایش چشمگیر دما طی دوره‌های اخیر اشاره داشتند (اسماعیل نژاد و همکاران ۱۳۹۲: ۳۹-۵۴، علیجانی و همکاران ۱۳۸۹: ۲۱).

- پهنه‌ای دماهای گرم به‌صورت نواری از نیمه شمالی خوزستان تا حاشیه خلیج‌فارس در استان بندرعباس کشیده شده است که دراین‌بین استان بوشهر را به‌طور کامل پوشش داده است. علاوه بر این می‌توان استنباط کرد که نقش گلخانه‌ای خلیج‌فارس در پهنه‌های گرمایی این منطقه از کشور تأثیر به سزایی داشته است.

– مساحت پهنه‌های دمای گرم کشور به سمت دوره‌های اخیر به‌تبع افزایش گرمایش جهانی افزایش داشته است. علاوه بر این میانگین پهنه‌های دمای گرم به سمت دوره‌های اخیر افزایش چشمگیری داشته است برای مثال میانگین پهنه‌های دمای گرم در دوره پنجم نسبت به دوره اول ۱/۲ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته است؛ بنابراین می‌توان گفت که افزایش گستره مکانی پهنه‌های دمایی گرم ایران با افزایش دمای جهانی همراستا بوده است؛ در حالی که از گستره مکانی پهنه‌های سرد دمایی ایران کاسته شده است.

– توزیع مکانی پهنه‌های دمایی سرد و گرم ایران بیشتر تحت تأثیر عوامل محلی ازجمله ارتفاعات و عرض جغرافیایی قرار دارد. دراین‌بین نقش ارتفاعات در پهنه‌های دمایی سرد بارزتر بوده است، به‌طوری‌که پهنه‌های سرد دمای ایران بیشتر منطبق بر ناهمواری‌ها و ارتفاعات بوده است.

کتابنامه

اسمعیل نژاد، مرتضی؛ خسروی، محمود؛ علیجانی، بهلول و مسعودیان سیدابوالفضل؛ ۱۳۹۲. شناسایی امواج گرمایی ایران، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۳۳، صص ۵۴-۳۳

اشرف، بتول و بایگی، محمد موسوی و کمالی، غلامعلی و داوری، کامران؛ ۱۳۹۰. پیش‌بینی تغییرات فصلی پارامترهای اقلیمی در ۲۰ سال آن با استفاده از ریزمقیاس نمایی آماری داده‌های مدل Hadcm3 مطالعه موردی خراسان رضوی، شماره ۴، صص ۹۴۰-۹۵۲.

پروین، نادر؛ ۱۳۸۹. مطالعه تغییر اقلیم نیم‌قرن اخیر با تأکید بر منطقه شمال غرب ایران، چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ایران- زاهدان- ۲۵-۲۷ فروردین.

ثریا، محمد، طاووسی، تقی، امینی، محمد؛ ۱۳۸۶. بررسی روند تغییرات خصوصیات دمایی ماهیانه شهر زاهدان طی نیم سده اخیر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

جهانبخش، سعید، رضایی، سمیه، قاسمی، احمدرضا، تدینی، معصومه؛ ۱۳۹۰. تحلیل سینوپتیکی یخبندان‌های بهاره تبریز (مطالعه موردی: سرمای بهار ۱۳۸۲ و ۱۳۸۳)، تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۶، شماره ۳، صص: ۲۴-۱

–حبیب پور، کرم و صفری، رضا؛ ۱۳۹۰. کاربرد SPSS در تحقیقات پیمایشی (تحلیل داده‌های کمی) انتشارات متفکران.

حجازی زاده، زهرا. ناصر زاده، محمدحسین؛ ۱۳۸۶. تجزیه‌وتحلیل یخبندان در استان لرستان. نشریه علوم جغرافیایی، ج ۶، ش ۸ و ۹، صص ۸۵-۶۹

حسنی پاک، علی‌اصغر، ۱۳۸۹. زمین‌آمار (ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول.

حیدری، حسن و علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۷. طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، صص ۵۷ ° ۷۴.

خسروی، محمود و محسن، آرامش؛ ۱۳۹۱. پهنه‌بندی اقلیمی استان مرکزی با استفاده از تحلیل عاملی ° خوشه‌ای، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۲، صص ۷۸-۱۰۰.

خسروی، محمود و نظری پور، حمید؛ ۱۳۸۹. کاربرد تحلیل خوشه‌ای در شناسایی ویژگی‌های روزهای بارش (ایستگاه

خاش)، فضایی جغرافیایی، شماره ۲۱، صص ۹۰ ° ۶۵.

خلیلی، کیوان و ناظری تهرودی، محمد و احمدی، فرشاد؛ ۱۳۹۴. کاربرد شاخص PCI در بررسی الگوی بارش ایران و تحلیل روند تغییرات آن در مقیاس سالانه و فصلی طی نیم‌قرن اخیر، نشریهٔ آبیاری و زهکشی ایران، شماره صص ۱۹۵-۲۰۸

دوستکامیان، مهدی و اشرفی، سعیده و قدمی، فروردین؛ ۱۳۹۴. تحلیل روند یخبندان‌های دوره‌ای ایران طی نیم‌قرن اخیر، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳، صص ۳۹-۵۰

دوستکامیان، مهدی؛ ۱۳۹۳. تغییرات زمانی و مکانی آب قابل بارش جو ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد به راهنمای حسین عساکره و مشاوره دکتر هوشنگ قائمی، دانشگاه زنجان مهرماه ۱۳۹۳.

عزیزی، قاسم؛ ۱۳۸۳. ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های بهاری نیمه غرب ایران، مدرس علوم انسانی، شماره ۱۸، صص ۹۹-۱۱۶.

علیجانی، بهلول. محمودی، پیمان. ریگی چاهی، اله بخش. خسروی، پرویز. ۱۳۸۹. بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۳: ۱-۲۰.

فتاحی، ابراهیم و تهمینه، صالحی پاک. ۱۳۸۸. تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران. جغرافیا و توسعه، ۱۳: ۱۳۶-۱۲۷.

فرشاد فر، عزت‌الله؛ ۱۳۹۰. اصول و روش‌های آماری چند متغیره، انتشارات دانشگاه رازی کرمانشاه

لشکری، حسن؛ ۱۳۸۷. تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر ۱۳۸۲ در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص: ۱۸-۱.

مزیدی، احمد و خدا قلی، مرتضی؛ ۱۳۸۸. پهنه‌بندی اقلیمی استان یزد با استفاده از روش‌های آماری چند متغیره، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۳، صص ۱۳۹-۱۵۷

منصور فر، کریم؛ ۱۳۸۸. روش‌های پیشرفته آماری همراه با برنامه‌های کامپیوتری، انتشارات دانشگاه تهران

ناصر زاده، محمدحسین و دوستکامیان، مهدی و بیرانوند، آذر؛ ۱۳۹۵. تحلیل تغییرات الگوی درون دهه‌ای دمای ایران طی نیم‌قرن اخیر، مجله فضایی جغرافیا، شماره ۵۳، صص ۲۰۸-۱۰۳

ناظم السادات، سید محمدجعفر؛ ۱۳۸۸. مبانی هوا و اقلیم‌شناسی، مرکز نشر دانشگاهی، چاپ اول، تهران.

هژبر پور، قاسم، علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۶. تحلیل همدید یخبندان‌های استان اردبیل، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص: ۸۹-۱۰۶

Davies. D., Bouldin W (1979) A cluster separation measure. IEEE T. Pattern. Anal. 1979, 1(1), 224-227.

Halkidi M, Batistakis Y, Vazirgiannis M: Cluster Validity Methods: Part I & II. SIGMOD Rec.31(2):40-45

Bolshakova N. and Azuaje F. (2003) Cluster Validation Techniques for Genome Expression Data,*Signal Processing*, 83(6), 825-833

Kalkstein L.s.et al. (1987); an evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification, j climate and apple metrological, 26(3), 717 ˚ 730

Ripley BD (2004) spatial statistics. John Wiley & Sons, USA

Pandzic, K., and T. Likso, 2005: Eastern Adriatic typical wind fieldpatterns and large-scale atmospheric conditions. Int. J. Climate., 3(25), 81˚98.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی