

واکاوی تغییرات زمانی و مکانی دماهای حداکثر در ایران

فیروز مجرد^{1*}، سعید بساطی²

1- دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران
2- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

دریافت: 92/8/3 پذیرش: 92/12/1

چکیده

دماهای حداکثر طیف وسیعی از فعالیت‌ها را به‌ویژه در دوره گرم سال و ساعات بعدازظهر تحت تأثیر قرار می‌دهند. در این مقاله، تغییرات زمانی و مکانی دماهای میانگین حداکثر و بالاترین دماها در ایران با روش‌های آماری در یک دوره 45 ساله بررسی شده است. پهنه‌بندی‌های دمایی با استفاده از قابلیت‌های شبکه‌ای GIS انجام، و با آزمون‌های مختلف آماری ارزیابی شده است. همچنین، رابطه دماهای حداکثر با عوامل محلی، و روندهای دمایی با استفاده از معادله‌های رگرسیونی تحلیل شده است. نتایج مطالعه شش پهنه متفاوت دمای حداکثر را در کشور مشخص کرده است. بررسی نقشه‌ها و مقایسه ضرایب β استاندارد مدل‌های رگرسیونی چندگانه، نقش بارز عرض جغرافیایی و سپس ارتفاع را در کنترل دماهای حداکثر به‌ویژه در دوره سرد سال، با کمترین میزان تغییرپذیری دمایی در سواحل جنوب تأیید کردند. نتیجه آزمون Shapiro-Wilk حکایت از نرمال بودن دماها دارد و آزمون Levene اغلب بیانگر برابری واریانس‌های دمایی بین پهنه‌هاست. همچنین، آزمون‌های Games-Howell و Gabriel ثابت کردند میانگین‌های دمای حداکثر پهنه‌ها در تمام مقیاس‌های زمانی به‌صورت دوجه‌دو با یکدیگر اختلاف معنادار دارند که این امر نشان از درستی پهنه‌بندی‌ها دارد. میانگین دمای بعدازظهرها در سطح کشور بر مبنای لایه شبکه‌ای، 25/3 درجه سلسیوس محاسبه شد که نسبت به 45 سال گذشته، 0/62 درجه سلسیوس افزایش یافته است.

واژه‌های کلیدی: دماهای میانگین حداکثر، پهنه‌بندی، ایران، روندهای زمانی، روش‌های آماری.

1- مقدمه

دما، یکی از عناصر مهم آب‌وهوایی، تأثیر مهمی بر زندگی انسان دارد. در این میان، دماهای حداکثر در برخی رخدادها تأثیر چشمگیرتری دارند؛ از جمله، وقوع امواج گرم، صعودهای

* نویسنده مسئول مقاله:
Email: F_mojarrad@razi.ac.ir

همرفتی، وزش بادهای شدید، تشکیل و حرکت هاریکن‌ها و طیف وسیعی از سایر فعالیت‌های انسانی و فرایندهای زیستی، به‌ویژه در دوره گرم سال و ساعات بعدازظهر، وابستگی کم‌وبیش به دماهای حداکثر دارند. همچنین، از این دماها به‌عنوان شاخص مناسبی برای بررسی نوسانات و ردیابی تغییرات اقلیمی استفاده می‌شود.

روی آوردن به مطالعات کمی و متکی بر اصول سیستم اطلاعات جغرافیایی، دریچه‌های نوی را فراروی اقلیم‌شناسان باز کرده و آنان را در شناسایی و تفسیر الگوهای زمانی و مکانی عناصر و عوامل اقلیمی بسیار توانا ساخته است (مسعودیان، 1384: 32). امروزه، با استفاده از روش‌های نوی آماری، محققان به‌دنبال استفاده از روش‌هایی هستند که با حداقل خطا، واقعیت‌های موجود را در پهنه‌های اقلیمی آشکار کنند. بر همین اساس، در روش جدید، اقلیم‌شناسان از تحلیل خوشه‌ای برای شناسایی مناطق همگن اقلیمی در مقیاس‌های مکانی متفاوت استفاده کرده‌اند (مسعودیان و عطایی، 1384: 1). مبانی نظری این روش و چگونگی به‌کارگیری آن در اغلب مطالعات اخیر آب‌وهوایی (Jolliffe & Philipp, 2010: 309; Zhou Et al., 2009: 1773; Modarres & Sarhadi, 2011: 67) توضیح داده شده است. در دسته دیگری از پژوهش‌ها، مانند مقاله مسعودیان (1384: 29) درباره دماهای ایران، نقش تحلیل‌های شبکه‌ای¹ با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی در پهنه‌بندی‌های دمایی بارزتر است. درباره روندهای دمایی، از 150 سال پیش تاکنون، تلاش‌های چشمگیری درمورد تجزیه و تحلیل احتمالی تغییر آب‌وهوا و گرمایش جهانی انجام شده است. تعدادی از سری‌های داده‌های جهانی درباره دمای نزدیک سطح زمین گردآوری و تحلیل شده است. دانشمندان آب‌وهواشناسی اعتقاد دارند دمای میانگین کره زمین در طول قرن بیستم، 0/6 درجه سلسیوس افزایش یافته است و احتمالاً این افزایش بر اثر فزونی گازهای گلخانه‌ای، در قرن بیست‌ویکم نیز ادامه خواهد داشت (Burns Et al., 2007: 155).

به‌گفته گرسنگارب² (2008: 5)، میانگین دمای جهانی طی سده گذشته، 0/6 تا 0/7 درجه سلسیوس افزایش یافته؛ اما این افزایش در مناطق مختلف یکسان نبوده است؛ به‌گونه‌ای که در عرض‌های حاره‌ای، در کمترین حد خود بوده و به‌طرف قطبین افزایش بیشتری یافته است.

1. raster

2. Gerstengarbe

فوندا¹ و همکاران (27: 2004) با بررسی دماهای 105 ساله شهر آتن در دوره 1897-2001م، گرایش افزایشی دماهای میانگین حداکثر سالیانه به ویژه افزایش معنادار دماهای حداکثر بهار و تابستانه و نیز ماههای مه و ژوئن را اثبات کردند.

مارتینز² و همکاران (259: 2012) با استفاده از آزمون من-کندال و شیب سن³ به افزایش دماهای میانگین حداکثر در ایالت فلوریدای ایالات متحده آمریکا در دوره ای 40 ساله (1970-2009م) پی بردند.

سونالی و ناگش کمار⁴ (212: 2013) با استفاده از آزمون من-کندال بیان کردند که روندهای افزایشی دماهای حداکثر سالیانه و فصلی در هند در یک دوره 103 ساله (1901-2003م) اغلب بعد از سال 1970م شروع شده است.

الکنای⁵ و همکاران (159: 2012) در اسپانیا در یک دوره 87 ساله (1920-2006م) نشان دادند که دماهای میانگین حداکثر اغلب بعد از سال 1960م به طور معنادار افزایش یافته است. از نظر فصلی نیز، روندهای غیر معنادار مربوط به فصل پاییز و روندهای معنادار قوی مربوط به بهار و تابستان بوده است. همچنین، افزایش در نواحی ساحلی بسیار بیشتر از مناطق داخلی کشور بوده است.

دوهان⁶ و همکاران (2013) در مطالعه ای در مرکز هند، میزان افزایش دماهای میانگین حداکثر سالیانه را در یک دوره 102 ساله (1901-2002م)، 0/6 درجه سلسیوس محاسبه و بیان کردند که این افزایش در زمستان بیشتر از تابستان بوده است.

شهید⁷ و همکاران (260: 2012) در بنگلادش پی بردند که دماهای میانگین حداکثر سالیانه در دوره 48 ساله (1961-2008م)، 0/11 درجه سلسیوس در هر دهه، یعنی حدود 0/53 درجه در 48 سال افزایش معنادار یافته است.

برنز¹ و همکاران (155: 2007) بیشترین افزایش دماهای حداکثر ماهیانه را در نیویورک در یک دوره 54 ساله (1952-2005م) مربوط به ماههای فوریه تا آوریل دانستند.

-
1. Founda
 2. Martinez
 3. Sen's slope
 4. Sonali & Nagesh Kumar
 5. El Kenawy
 6. Duhan
 7. Shahid

در ایران، رحیم‌زاده و عسکری (1383: 167) نشان دادند که وضعیت روند دماهای حداکثر در نقاط مختلف کشور متفاوت است؛ به‌نحوی که در برخی از ایستگاه‌ها مانند تبریز و تهران، حالت ایستا، در برخی از ایستگاه‌های ساحلی، مانند آبادان، بندر انزلی و بندر لنگه، نرخ کاهشی و در برخی از ایستگاه‌ها، نرخ افزایشی دماهای حداکثر مشاهده می‌شود.

مسعودیان (1384: 32) ضمن تأکید بر افزایش عمومی دماها در کشور نشان داد که در ایران در یک دوره 50 ساله (1951-2000م)، گرچه مناطق هم با روندهای افزایشی، هم کاهشی و هم بدون روند مشاهده شده، به‌طور متوسط 0/5 درجه سلسیوس به میانگین دماهای روزها افزوده شده است. به‌نظر وی، ماه آوریل بیشترین و ماه مارس کمترین مساحت تحت پوشش افزایش معنادار دماهای حداکثر را داشته است. همچنین، وی اظهار کرد که روندهای افزایشی دما اغلب در سرزمین‌های گرم و کم‌ارتفاع و روندهای کاهشی بیشتر در رشته‌کوه‌ها اتفاق افتاده است.

عزیزی و روشنی (1387: 13) در سواحل جنوبی دریای خزر با استفاده از روش رتبه‌ای من-کندال² بیان کردند که اکثر ایستگاه‌های منطقه در یک دوره 40 ساله روندهای کاهشی دماهای حداکثر را تجربه کرده‌اند.

مطالعه طبری و حسین‌زاده (1: 2011) در 19 ایستگاه سینوپتیک مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران در یک دوره 40 ساله (1966-2005م) نیز نشان‌دهنده روند افزایشی دماهای حداکثر در اغلب ایستگاه‌ها به میزان متوسط 0/09 درجه سلسیوس در هر دهه (0/36 درجه سلسیوس در 40 سال) است.

طبری و همکاران (132: 2011) در غرب، جنوب و جنوب غرب ایران در یک بازه زمانی 40 ساله (1966-2005م) با استفاده از شیب خط معادلات رگرسیونی، آزمون‌های من-کندال، من-ویتنی و من-کندال رتبه‌ای به افزایش دماهای میانگین حداکثر سالیانه در اغلب ایستگاه‌ها با میانگین 0/452 درجه در هر دهه، اغلب بعد از دهه 1970م پی بردند.

از جمع‌بندی تحقیقات بالا روشن می‌شود که در سال‌های اخیر، روش‌های آماری از جمله تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای، تحلیل‌های مبتنی بر سیستم اطلاعات جغرافیایی مانند

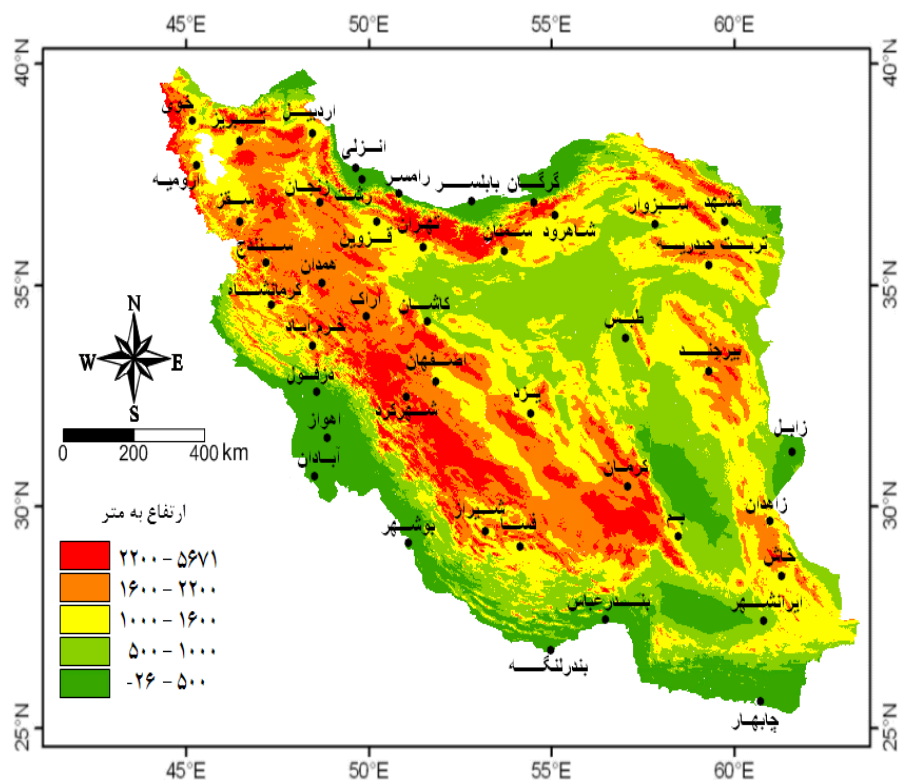
1. Bruns

2. Mann-Kendall Test

تحلیل‌های رستری در پهنه‌بندی‌های اقلیمی، و برخی آزمون‌های آماری ازجمله من-کندال، رگرسیون و... در روندیابی‌ها کاربرد گسترده‌ای یافته است. همچنین، تقریباً تمام مطالعات به افزایش کم‌وبیش دماهای حداکثر، اعم از معنادار یا غیرمعنادار، اذعان کرده‌اند؛ اما در مورد وضعیت روندها در فصول و ماه‌ها اتفاق نظر وجود ندارد. دماهای میانگین حداکثر در ایران در برخی مطالعات قبلی (علیجانی، 1387: 155-215؛ مسعودیان و کاویانی، 1387: 58-66) مورد توجه قرار گرفته است؛ اما در اینجا این ضرورت احساس شد که تغییرات زمانی و مکانی آن به صورت دقیق‌تر و برپایه آخرین آمار دوباره بررسی شود. بنابراین، هدف این مقاله، واکاوی تغییرات زمانی و مکانی دماهای میانگین حداکثر و بالاترین دماها در ایران به منظور ارزیابی روندهای زمانی و پهنه‌بندی سطح کشور بر مبنای دماهای بعد از ظهرهاست.

2- مواد و روش‌ها

دماهای میانگین حداکثر و بالاترین دماهای ماهیانه و سالیانه 44 ایستگاه سینوپتیک کشور در یک دوره 45 ساله (1964-2008م) از پایگاه اینترنتی سازمان هواشناسی کشور و سالنامه‌های آماری آن سازمان جمع‌آوری شد. این تعداد ایستگاه براساس کامل بودن آمار دماهای حداکثر در دوره 45 ساله یادشده و حداقل نیاز به بازسازی داده‌های دما به منظور اعمال حداکثر دقت در روندیابی انتخاب شدند. کم کردن طول دوره آماری، به افزایش تعداد ایستگاه‌ها کمک زیادی نکرد. در گام بعدی، به منظور هم‌زمان‌سازی دوره آماری ایستگاه‌ها جهت تهیه نقشه‌های هم‌ارزش و امکان مقایسه داده‌های دما، با استفاده از روش تفاضل‌ها (علیزاده، 1391: 716-719)، برخی خلأهای آماری موجود در ایستگاه‌ها بازسازی شد. این خلأها عبارت بودند از: ایستگاه سمنان سال 1964م، ایستگاه‌های کاشان و فسا سال‌های 1964-1965م و شش ماه اول سال 1966م، ایستگاه بندر لنگه سال‌های 1964-1965م، ایستگاه ابرانشهر چهار ماه اول سال 1964م، ایستگاه خاش سال 1965م و سه ماه اول سال 1964م، و ایستگاه اردبیل سال 1964م. همگنی داده‌ها به کمک آزمون RUNS در نرم‌افزار SPSS انجام شد و تصادفی بودن آن‌ها در سطح $\alpha=0/05$ مورد تأیید قرار گرفت. موقعیت ایستگاه‌های منتخب روی مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه در شکل شماره یک نشان داده شده است.



شکل 1 توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب روی نقشه ارتفاعی ایران
(منبع: نگارندگان)

پس از پردازش اولیه داده‌ها و تشکیل سری‌های زمانی ماهیانه، فصلی و سالیانه، نقشه‌های هم‌دما و دیگر نقشه‌های هم‌ارزش با استفاده از نرم‌افزار Surfer به‌روش میان‌یابی کریجینگ¹ رسم شدند. روش کریجینگ روشی عمومی برای میان‌یابی داده‌های دما و بارش است. از آنجا که دما تحت تأثیر عوامل مختلفی از قبیل مسیرهای توفانی²، ارتفاع و مجاورت با منابع عمده آب است، کریجینگ روش بسیار مناسبی برای نشان دادن تغییرات فضایی دماهاست (Holdaway, 1996: 215). این روش در بسیاری از کشورها، از جمله ایالات متحده آمریکا (Anderson, 2013: 1; Wu &)

1. Kriging
2. storm tracks

Li, 2013: 112) و ایران (مسعودیان، 1384: 31) به عنوان مناسب ترین روش برای میان یابی داده های دما به کار گرفته شده است. در گام بعد، سطح کشور برپایه دماهای میانگین حداکثر با استفاده از دو روش پهنه بندی شد:

روش اول: ایستگاه ها بر مبنای دماهای میانگین حداکثر فصلی یا سالیانه با استفاده از روش تحلیل خوشه ای گروه بندی شدند؛ سپس با قابلیت پلی گون بندی تیسن، مساحت کشور بین ایستگاه ها تقسیم شد. به دلیل توزیع نامتوازن ایستگاه های کشور در ارتفاعات و قرارگیری آن ها در واحدهای مختلف توپوگرافی، مرزهای پلی گون ها با توجه به وضعیت ناهمواری ها اصلاح شد. در گام بعد، براساس خوشه بندی های به دست آمده از دماهای فصلی یا سالیانه، پهنه های ایستگاه های هر خوشه یک دست شدند و در مرحله آخر، مقادیر میانگین حداکثر دما داخل هر پهنه به صورت وزنی محاسبه شدند. نتایج این روش به دلیل آنکه پهنه های نسبتاً وسیع تحت تأثیر ارقام ایستگاه ها بودند و نیز به سبب ابهام هایی که در نقشه های خروجی مشاهده شد، آورده نشد.

روش دوم: نقشه های شبکه ای دماهای حداکثر کشور (فصلی و سالیانه) با قابلیت های شبکه ای نرم افزار ArcGIS به روش میان یابی کریجینگ تهیه و سپس سطح کشور از طریق رده بندی مجدد¹ ارزش های دماهای پیکسل ها پهنه بندی شد. پهنه ها یا رده ها در هر نقشه شش عدد انتخاب شد تا امکان مقایسه ارقام دما بین پهنه های دوره های مختلف زمانی (فصل و سال) فراهم باشد. برای تفکیک ارزش های دماهای پیکسل ها جهت قرارگیری در شش طبقه یاد شده، از روش نقاط شکست طبیعی² با روش جنکس³ استفاده شد تا پهنه های دمایی به دست آمده بهترین اختلاف دمایی را با یکدیگر داشته باشند. البته، برای سهولت استفاده از نقشه ها، با توجه به دامنه زیاد دما در هر دوره زمانی (فصل و سال)، اعداد به دست آمده از روش جنکس، به نزدیک ترین عدد صحیح رُند شدند. در نهایت، نقشه های خروجی این روش با توجه به تطابق خوب با واقعیت های اقلیمی و جغرافیایی منطقه ارائه شدند.

1. reclassify
2. natural breaks
3. Jenks



به منظور تأیید درستی پهنه‌بندی‌ها، آزمون معنادار بودن تفاوت میانگین‌های دمایی بین پهنه‌ها در دوره زمانی مورد نظر (مانند پهنه‌های فصل بهار) بر مبنای آمار ایستگاه‌ها با استفاده از آزمون‌های مقایسه‌ای دوبه‌دویی انجام شد. برای استفاده از این آزمون‌ها ابتدا باید نرمال بودن دماهای میانگین ایستگاه‌ها در هر پهنه تأیید شود. به این منظور، از آزمون Shapiro-Wilk (Norosis, 1995: 219) استفاده شد. فرض صفر در این آزمون عبارت است از اینکه دماهای میانگین ایستگاه‌های یک پهنه مشخص، نمونه‌ای از جامعه نرمال هستند. اگر سطح معناداری کوچک باشد ($\text{sig.} < 0/05$)، فرض صفر نرمال بودن دماهای میانگین در آن پهنه رد می‌شود. در گام بعد، از آنجا که انتخاب مجموعه آزمون‌های مقایسه‌ای دوبه‌دویی در هر دوره زمانی (مانند مقایسه دوبه‌دویی دماهای پهنه‌ها در فصل بهار)، بر حسب برابری یا نابرابری واریانس‌های دمایی بین پهنه‌ها متفاوت است، برای بررسی برابری واریانس‌ها از آزمون Levene (Ibid, 235) استفاده شد. فرض صفر در این آزمون عبارت است از اینکه واریانس‌های دماهای میانگین ایستگاه‌ها بین پهنه‌های یک دوره زمانی (مانند پهنه‌های فصل بهار) مساوی‌اند. در اینجا نیز اگر سطح معناداری کوچک باشد ($\text{sig.} < 0/05$)، فرض صفر برابری واریانس‌های دماهای میانگین ایستگاه‌ها بین پهنه‌ها رد می‌شود؛ در غیر این صورت رد نمی‌شود. بر اساس این، در این تحقیق در مواردی که واریانس‌های دماهای میانگین ایستگاه‌ها بین پهنه‌های آن دوره زمانی (فصل یا سال) با هم برابر بودند ($\text{sig.} > 0/05$)، از آزمون Gabriel و در مواردی که برابر نبودند ($\text{sig.} < 0/05$)، از آزمون Games-Howell برای مقایسه دوبه‌دویی استفاده شد (Field, 2009: 152). در دو آزمون اخیر، فرض صفر این است که میانگین‌های دما در دو پهنه مورد نظر مساوی‌اند. باز اگر سطح معناداری کوچک باشد ($\text{sig.} < 0/05$)، فرض صفر برابری میانگین‌های دما بین این دو پهنه رد می‌شود. در واقع، این دو آزمون نشان می‌دهد کدام جفت پهنه‌ها در یک دوره زمانی خاص (مثلاً فصل بهار) از نظر میانگین دما با هم اختلاف معنادار دارند.

به منظور تشخیص روندهای زمانی دماهای حداکثر ماهیانه، فصلی و سالیانه در کشور، از معادلات رگرسیون خطی بر مبنای آمار ایستگاه‌ها استفاده شد و بر اساس مقادیر روند به‌دست‌آمده از ایستگاه‌ها، نقشه‌های هم‌روند دما با نرم‌افزار Surfer به‌روش میانبایی کریجینگ رسم شد. به‌طور مشابه، برپایه ارقام روند ایستگاه‌ها، مقادیر شبکه‌ای میانگین روند دما در کل

کشور بانرم افزار ArcGIS به روش میانبایی کریجینگ محاسبه شد. همچنین، با توجه به اینکه در رخداد دماهای حداکثر در یک منطقه، عوامل متعددی از جمله عوامل محلی، مانند ارتفاع و عرض جغرافیایی تأثیر دارند، به منظور برآوردهای دمایی و مطالعه روابط دما با عوامل محلی از مدل های رگرسیونی چندگانه بر مبنای آمار ایستگاه ها بهره گرفته شد.

3- نتایج و بحث

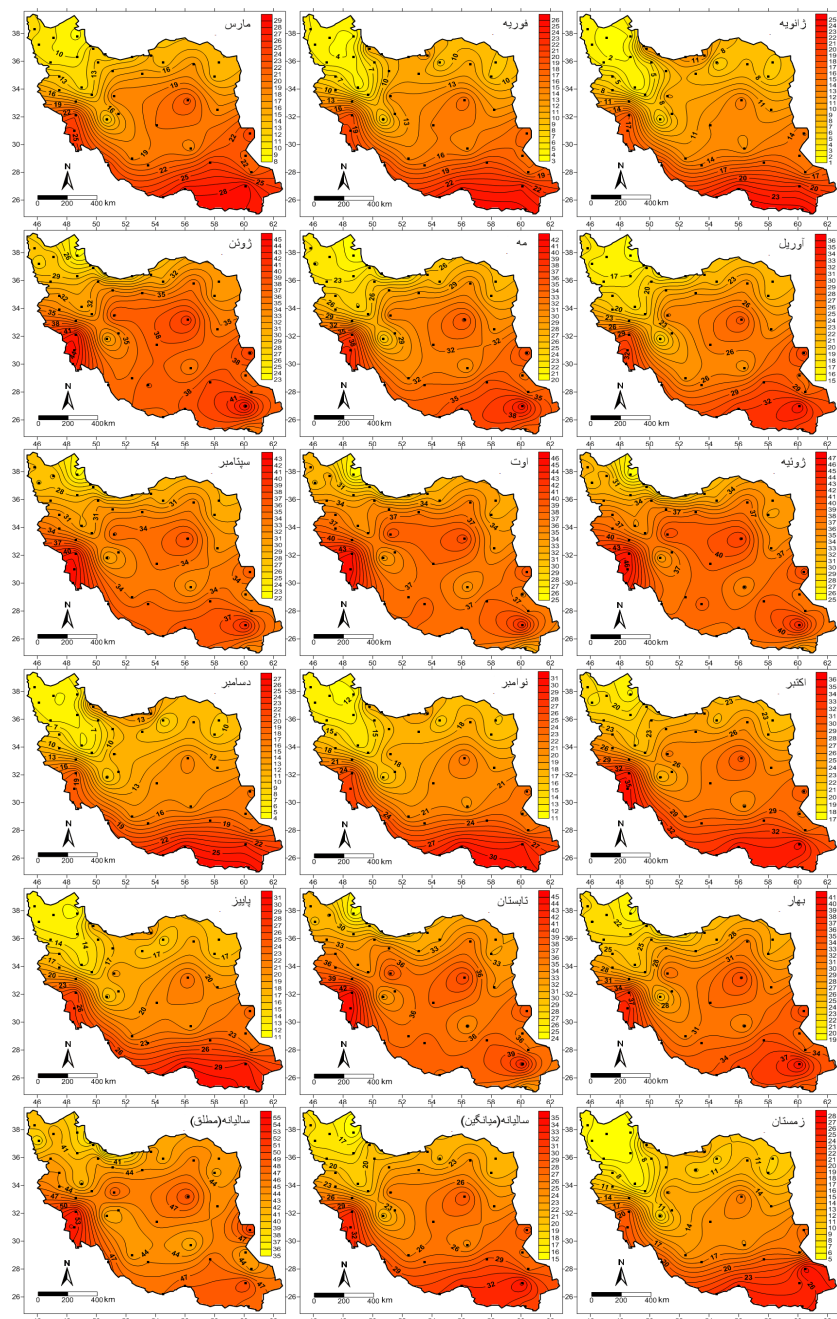
3-1- توزیع جغرافیایی دماهای حداکثر

توزیع جغرافیایی دماهای میانگین حداکثر در کشور (شکل 2) نشان دهنده نقش بارز عرض جغرافیایی و ارتفاع در تغییرات مکانی دماهاست؛ این امر از آرایش افقی و به نسبت منظم خطوط هم دما در قسمت های جنوبی کشور و انحنای منظم آنها در محل رشته کوه زاگرس در غرب کاملاً مشهود است. در دوره گرم سال، جلگه خوزستان به علت استقرار پرفشار جنب حاره ای در بالا و سیستم کم فشار حرارتی در سطح زمین و نیز مکیده شدن هوای گرم سرزمین های اطراف مانند عربستان به ناحیه، بالاترین دماهای میانگین حداکثر کشور را داراست (علیجانی، 1387: 207)؛ حال آنکه در دوره سرد سال در منطقه آذربایجان علاوه بر ارتفاع محل، ورود توده های سرد شمال به کاهش دما کمک بیشتری می کند (همان، 174). میانگین دمای بعد از ظهرهای زمستان در این منطقه به حدود 6 درجه و در تابستان به حدود 30 درجه سلسیوس می رسد. در قسمت های خشک داخلی، حوالی ایستگاه های طبس، کاشان و یزد، فقر رطوبتی جو (مسعودیان و کاویانی، 1387: 53) و آسمان صاف سبب ورود حداکثر انرژی خورشیدی به زمین می شود. از سوی دیگر، ماسه زارها و نمک زارها به علت گرمای ویژه کمتر، زودتر داغ می شوند و چون رطوبت خاک بسیار کم است، قسمت اعظم حرارت تولید شده از طریق حرارت محسوس دفع می شود؛ در نتیجه، هوا در طول روز بسیار گرم می شود (علیجانی، 1387: 211). بنابراین، در این ناحیه، هسته های مشخص افزایشی دما شکل می گیرد (شکل 2). اثر ارتفاعات زاگرس در کاهش دما در تمام نقشه ها کاملاً نمایان است. در فصل زمستان، هم زمان با سرما و یخبندان در ارتفاعات و عرض های بالا، در عرض های پایین و سواحل خلیج فارس و دریای عمان هوای معتدل تری حاکم می شود؛ از این رو اختلافات مکانی دما در کشور در این فصل به بیشترین حد خود می رسد (22/4 درجه سلسیوس). در این فصل،

سواحل دریای عمان به دلیل تابش عمودی تر خورشید، در مقایسه با جلگه خوزستان، دماهای بالاتر و در نتیجه، بعدازظهرهای ملایم تری دارد. در مجموع، طبق انتظار، از جنوب به شمال و از شرق به غرب از مقدار دماها کاسته می شود (همان، 51). مقایسه مقادیر انحراف معیار دما طی ماه ها و فصول مختلف (جدول 1) که به صورت وزنی و براساس اطلاعات لایه های شبکه ای محاسبه شده اند، نیز به خوبی اختلافات مکانی زیاد دما را در فصل زمستان نشان می دهد. میانگین سالیانه دمای بعدازظهرها در کشور بر مبنای لایه شبکه ای، $25/3$ درجه سلسیوس محاسبه شده است. همچنین بیشترین دمای حداکثر مطلق سالیانه در دوره آماری در ایستگاه اهواز به میزان 54 درجه سلسیوس ثبت شده است (شکل 2، سالیانه مطلق). اطلاعات بیشتر عددی در جدول شماره یک مشاهده می شود.

جدول 1 آماره های شبکه ای دماهای میانگین حداکثر در ایران (1964-2008م) (ارقام به درجه سلسیوس)

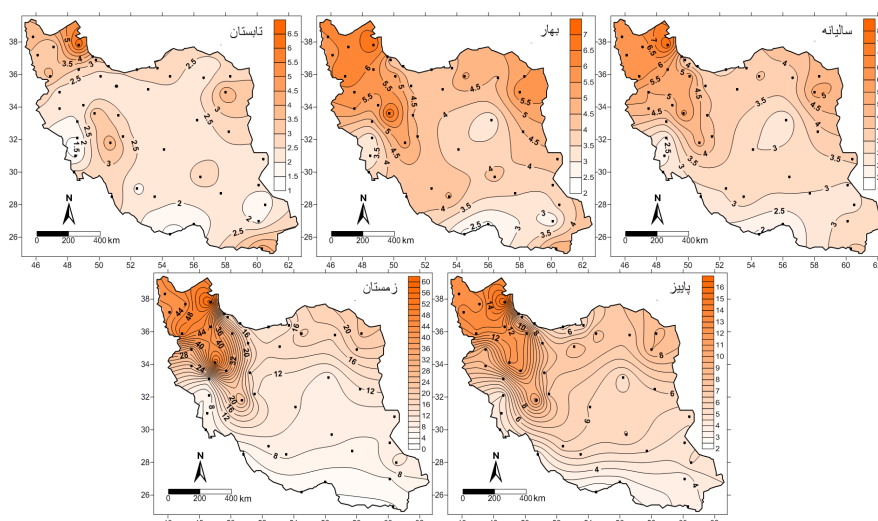
سری زمانی	میانگین	کمترین	بیشترین	دامنه	انحراف معیار	سری زمانی	میانگین	کمترین	بیشترین	دامنه	انحراف معیار
سالیانه	25/3	15/1	34/3	19/2	3/9	مه	30/7	20/2	40/9	20/7	4/2
زمستان	14/7	5/1	27/5	22/4	5/1	ژوئن	35/4	26/2	41/2	15	3
بهار	30/4	20/1	39/4	19/3	3/8	ژوئیه	37/1	30/5	41/6	11/1	2/1
تابستان	35/5	24/9	44/8	19/9	2/8	اوت	36/5	26/2	45/3	19/1	2/6
پاییز	20/4	11/7	30/7	19	4/4	سپتامبر	33/2	22/8	42/8	20	3
ژانویه	11/5	1/7	24/5	22/8	5/3	اکتبر	27/2	18/4	35/6	17/2	3/7
فوریه	13/9	3/8	25/5	21/7	5/1	نوامبر	20/2	11/7	30/8	19/1	4/4
مارس	18/7	8/7	28/7	20	4/6	دسامبر	14/1	5	26/6	21/6	5
آوریل	25/1	15/7	35	19/3	4/2						



شکل 2 همدماهای میانگین حداکثر در ایران (میانگین 1964-2008 م) (ارقام به درجهٔ سلسیوس)

3-2- تغییرپذیری دماهای میانگین حداکثر

تغییرپذیری سری‌های زمانی دماهای میانگین حداکثر در ایستگاه‌های نواحی کوهستانی عرض‌های بالاتر، زیاد و در مناطق کم‌ارتفاع و پست سواحل جنوب، کم بوده است (شکل 3). ضرایب همبستگی پیرسونی بین ارقام تغییرپذیری دماهای میانگین حداکثر فصلی و سالیانه از یک‌سو و ارتفاع و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها از سوی دیگر، همگی مستقیم و اغلب در سطح 0/01 معنادار بودند (ضرایب نشان داده نشده‌اند). براساس نظر علیجانی (1387: 56)، این امر نشان‌دهنده تغییر زیاد دماها در مناطق کوهستانی عرض‌های بالا، به‌دلیل تنوع توده‌هواهای ورودی، و وضعیت متجانس‌تر دمایی در عرض‌های پایین‌تر به‌خصوص در تابستان، به‌دلیل حضور پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור، است. تغییرپذیری دماهای بعدازظهر زمستان در کشور حدود ده‌برابر تابستان است (شکل 3).



شکل 3 تغییرپذیری دماهای میانگین حداکثر در ایران بر حسب درصد (میانگین 1964-2008م)

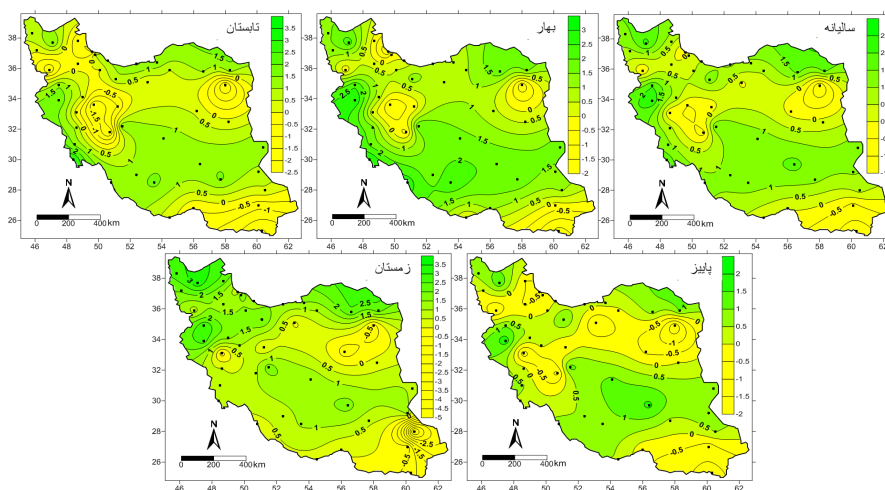
3-3- روندهای زمانی دماهای میانگین حداکثر

روندهای زمانی دماهای میانگین حداکثر در ایران در جدول شماره دو و شکل شماره چهار مشاهده می‌شود. در شکل شماره چهار، محدوده‌های با روند کاهشی به‌رنگ زرد و با روند افزایشی به‌رنگ

سبز نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در بخش وسیع‌تری از کشور، چه در مقیاس سالیانه و چه در مقیاس فصلی، شاهد افزایش دما و در بخش‌هایی نیز شاهد کاهش دما در طول دوره آماری بوده‌ایم؛ اما برخلاف مطالعه مسعودیان (1384: 32)، الگوی مکانی مشخصی در باب چگونگی گسترش محدوده‌های افزایشی یا کاهش دما مشاهده نمی‌شود. بیشترین نرخ‌های افزایشی و کاهش دما مربوط به فصل زمستان بوده است. میانگین دمای بعدازظهرها در سطح کشور بر مبنای لایه شبکه‌ای در مقیاسه با 45 سال قبل، 0/62 درجه سلسیوس افزایش یافته که بیشترین مقدار آن در ایستگاه کرمانشاه به میزان 2/43 درجه و از نظر فصلی، در فصل بهار به میزان 0/95 درجه در دوره آماری محاسبه شده است (جدول 2). از نظر ماهیانه نیز، در تمام ماه‌ها افزایش دما با بیشترین مقدار در ماه آوریل به میزان 1/8 درجه رخ داده است؛ البته جز ماه نوامبر که دماهای حداکثر در دوره آماری 0/4 درجه کاهش یافته است. نتایج و نقشه‌های روند ماهیانه ارائه نشده‌اند.

جدول 2 متوسط روندهای زمانی شبکه‌ای و نقطه‌ای دماهای میانگین حداکثر در ایران
(برحسب درجه سلسیوس در دوره 45 ساله)

سری زمانی	سالیانه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
متوسط مقدار روند	شبکه‌ای	0/62	0/95	0/45	0/19
	نقطه‌ای	0/63	0/90	0/42	0/15



شکل 4 روندهای زمانی دماهای میانگین حداکثر در ایران (درجه سلسیوس در دوره 45 ساله)

3-4- رابطه دماهای میانگین حداکثر با ارتفاع و عرض جغرافیایی

برای مطالعه رابطه دماهای میانگین حداکثر با ارتفاع و عرض جغرافیایی، معادلات رگرسیون چندگانه به کار رفته است. در تنظیم این معادلات، از عرض جغرافیایی و ارتفاع به عنوان متغیرهای مستقل و از دماهای میانگین حداکثر به عنوان متغیر وابسته استفاده شده است. جدول شماره سه ضرایب تعیین (r^2) و ضرایب β استاندارد معادلات رگرسیونی سالیانه و فصلی را نشان می دهد. براساس ارقام جدول، در مقیاس سالیانه، با فرض ثابت بودن ارتفاع، به ازای هر درجه افزایش عرض جغرافیایی، $1/07$ درجه سلسیوس از میانگین دمای حداکثر سالیانه کاسته می شود. این کاهش در فصل زمستان به $1/39$ درجه سلسیوس می رسد. مقایسه ضرایب β استاندارد مدل ها، با توجه به اینکه علامت این ضریب جهت رابطه را نشان می دهد و مقدار آن بین -1 تا $+1$ است، بیانگر این است که نقش عرض جغرافیایی در کنترل دماهای حداکثر، به ویژه در فصل زمستان، چشمگیرتر از ارتفاع است ($-0/806$ در برابر $-0/369$). در تابستان کنترل ارتفاع بر دماهای حداکثر ضعیف است. ضرایب تعیین نیز همین مسئله را تأیید می کنند. در فصل زمستان، حدود $90/3$ درصد از تغییرات دماهای میانگین حداکثر توسط عرض جغرافیایی و ارتفاع توجیه می شود. درصدهای بالا نشان دهنده توانایی مطلوب مدل ها در تبیین رابطه دماهای حداکثر با ارتفاع و عرض جغرافیایی است.

جدول 3 معادلات رگرسیون چندگانه بیانگر رابطه دماهای میانگین حداکثر سالیانه و فصلی از یک سو و ارتفاع و عرض جغرافیایی از سوی دیگر

دوره زمانی	مدل	ضریب β برای L	ضریب β برای H	r^2	سطح معنی داری Sig.
سالیانه	$T_{max} = 62/13 - 0/003H - 1/07L$	$-0/780$	$-0/318$	$0/807$	$0/000$
بهار	$T_{max} = 68/21 - 0/002H - 1/13L$	$-0/771$	$-0/191$	$0/689$	$0/000$
تابستان	$T_{max} = 60/32 - 0/001H - 0/75L$	$-0/607$	$-0/099$	$0/402$	$0/000$
پاییز	$T_{max} = 60/54 - 0/004H - 1/12L$	$-0/777$	$-0/450$	$0/944$	$0/000$
زمستان	$T_{max} = 63/42 - 0/004H - 1/39L$	$-0/806$	$-0/369$	$0/903$	$0/000$

T_{max} = دماهای میانگین حداکثر، L = عرض جغرافیایی، H = ارتفاع

3-5- پهنه‌بندی

بر اساس فرایندی که در بخش مواد و روش‌ها توضیح داده شد، سطح ایران برپایه دماهای میانگین حداکثر سالیانه و فصلی پهنه‌بندی شد (شکل 5). همان‌طور که پیش‌تر نیز گفته شد، انجام آزمون Shapiro-Wilk برای بررسی نرمال بودن داده‌های دما به‌منظور پهنه‌بندی ضروری است. نمونه‌ای از نتایج این آزمون برای داده‌های دمای میانگین حداکثر پهنه‌های شش‌گانه فصل بهار (شکل 5) در جدول شماره چهار ذکر شده است. با توجه به مقادیر سطح معناداری جدول که همگی بالای 0/05 هستند، فرض صفر نرمال بودن رد نمی‌شود؛ بنابراین در این فصل دماهای میانگین ایستگاه‌ها در هر شش پهنه نرمال‌اند. در دیگر فصول و همچنین در مقیاس سالیانه، جز یک مورد، در بقیه موارد، آزمون بیانگر نرمال بودن دماهای میانگین ایستگاه‌ها در پهنه‌ها بود؛ اما باید در نظر داشت نرمال بودن داده‌ها کافی نیست و باید برای ادامه کار، برابری واریانس‌ها نیز مورد آزمون قرار گیرد. به این منظور، از آزمون برابری واریانس‌های Levene استفاده شد. نتایج این آزمون برای مقیاس‌های زمانی سالیانه و فصلی در جدول شماره چهار نشان داده شده است. با توجه به ارقام این جدول، در فصل زمستان به‌علت کوچک بودن مقدار سطح معناداری ($\text{sig.}=0/010$)، فرض صفر برابری واریانس‌های دماهای میانگین ایستگاه‌ها بین پهنه‌های این فصل رد می‌شود. پس در این فصل از آزمون Games-Howell برای مقایسه دوه‌دویی که خاص حالت نابرابر بودن واریانس‌هاست، استفاده شد. اما در مقیاس‌های دیگر زمانی (سالیانه، و فصول بهار و تابستان و پاییز) که سطح معناداری از 0/05 بیشتر بود، فرض صفر برابری واریانس‌های دما بین پهنه‌های آن فصل یا سال رد نمی‌شود؛ بنابراین از آزمون Gabriel برای مقایسه دوه‌دویی که خاص حالت برابر بودن واریانس‌هاست، استفاده شد. برای نمونه، نتایج آزمون Games-Howell برای بررسی معناداری اختلاف دماهای میانگین حداکثر پهنه‌های فصل زمستان در جدول شماره پنج مشاهده می‌شود. مقادیر کوچک سطح معناداری ($\text{sig}<0/05$) - که با ستاره مشخص شده‌اند - اختلاف معنادار دما بین 6 پهنه را - که با شماره‌های 1 تا 6 مشخص شده‌اند - به‌صورت دوه‌دو تأیید می‌کنند. بنابراین، پهنه‌بندی درست انجام گرفته است. همین کار درمورد سایر دوره‌های زمانی انجام و صحت پهنه‌بندی‌ها تأیید شده است.

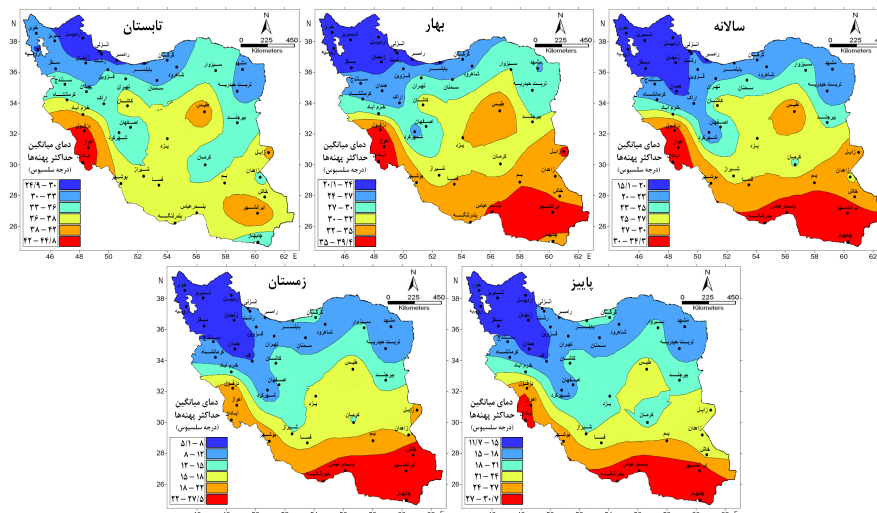
جدول 4 نتایج آزمون Shapiro-Wilk برای بررسی نرمال بودن داده‌های دمای میانگین حداکثر در پهنه‌های شش گانه فصل بهار و آزمون Levene برای بررسی برابری واریانس‌های دمایی بین پهنه‌ها در مقیاس‌های زمانی مختلف

آزمون نرمال بودن Shapiro-Wilk برای فصل بهار				آزمون برابری واریانس‌های Levene				
سطح معناداری (sig.)	درجه آزادی	آماره	پهنه	سطح معناداری (sig.)	درجه آزادی 2	درجه آزادی 1	آماره Levene	دوره زمانی
0/306	10	0/914	1					
0/209	10	0/898	2	0/568	38	5	0/783	سالانه
0/729	4	0/952	3	0/234	38	5	1/434	بهار
0/104	5	0/813	4	0/117	38	5	1/902	تابستان
0/293	9	0/907	5	0/539	38	5	0/826	پاییز
0/788	6	0/956	6	0/010	38	5	1/971	زمستان

جدول 5 نتایج آزمون Games-Howell برای بررسی معنادار بودن اختلاف دوده‌دویی میانگین‌های دمایی بین پهنه‌های فصل زمستان

فاصله اطمینان 95%		سطح معناداری (sig.)	خطای معیار	اختلاف متوسط (I-J)	دمای میانگین حداکثر زمستان	
حد بالا	حد پایین				پهنه (I)	پهنه (J)
-2/9416	-5/0648	0/000	0/33008	-4/00319*	2	1
-6/2636	-8/7049	0/000	0/33781	-7/48429*	3	
-8/5799	-12/6439	0/000	0/50531	-10/61190*	4	
-13/3128	-16/0377	0/000	0/35625	-14/67524*	5	
-16/9305	-22/5066	0/000	0/61911	-19/71857*	6	
5/0648	2/9416	0/000	0/33008	4/00319*	1	2
-2/0949	-4/8673	0/000	0/42916	-3/48110*	3	
-4/5812	-8/6362	0/000	0/57044	-6/60872*	4	
-9/2008	-12/1433	0/000	0/44382	-10/67205*	5	
-13/0489	-18/3819	0/000	0/67332	-15/71538*	6	
8/7049	6/2636	0/000	0/33781	7/48429*	1	3
4/8673	2/0949	0/000	0/42916	3/48110*	2	
-1/0670	-5/1882	0/004	0/57495	-3/12762*	4	
-5/6509	-8/7310	0/000	0/44960	-7/19095*	5	
-9/5513	-14/9173	0/000	0/67714	-12/23429*	6	
12/6439	8/5799	0/000	0/50531	10/61190*	1	4
8/6362	4/5812	0/000	0/57044	6/60872*	2	
5/1882	1/0670	0/004	0/57495	3/12762*	3	
-1/9697	-6/1570	0/001	0/58597	-4/06333*	5	
-6/2889	-11/9245	0/000	0/77443	-9/10667*	6	
16/0377	13/3128	0/000	0/35625	14/67524*	1	5
12/1433	9/2008	0/000	0/44382	10/67205*	2	
8/7310	5/6509	0/000	0/44960	7/19095*	3	
6/1570	1/9697	0/001	0/58597	4/06333*	4	
-2/3518	-7/7348	0/002	0/68653	-5/04333*	6	
22/5066	16/9305	0/000	0/61911	19/71857*	1	6
18/3819	13/0489	0/000	0/67332	15/71538*	2	
14/9173	9/5513	0/000	0/67714	12/23429*	3	
11/9245	6/2889	0/000	0/77443	9/10667*	4	
7/7348	2/3518	0/002	0/68653	5/04333*	5	

نقشه‌های پهنه‌بندی ایران براساس دماهای میانگین حداکثر (شکل 5) نقش عرض جغرافیایی و ارتفاع در توزیع دماها را منعکس می‌کنند. این ارتباط قبلاً نیز از طریق معادلات رگرسیونی (جدول 3) و نقشه‌های هم‌دما (شکل 2) اثبات شده بود. بر این اساس، در تمام مقیاس‌های زمانی، منطقه شمال غرب کشور کمترین دماهای بعدازظهر را به خود اختصاص و پهنه واحدی را شکل می‌دهد. درمقابل، سواحل جنوب و جلگه خوزستان قطب‌های گرمای کشور به‌شمار می‌آیند. نکته جالب در شکل شماره پنج این است که در فصل زمستان منطقه ایرانشهر گرم‌تر از جلگه خوزستان، ولی در فصل تابستان جلگه خوزستان گرم‌تر از منطقه ایرانشهر است؛ زیرا در دوره سرد سال خورشید به ایرانشهر عمودی‌تر می‌تابد و جلگه خوزستان زیر نفوذ بادهای غربی و توده‌های هوایی تعدیل‌یافته عرض‌های بالاتر قرار می‌گیرد؛ اما در دوره گرم سال ورود هوای گرم و خشک عربستان، هوای جلگه خوزستان را گرم‌تر از منطقه ایرانشهر می‌کند (علیچانی، 1387: 207). منطقه طبس باوجود داشتن عرض جغرافیایی بالاتر در مقایسه با منطقه کوهستانی کرمان، به‌دلیل ماهیت کویری، بعدازظهرهای گرم‌تری دارد. همچنین، پهنه‌های دمایی فصل تابستان به‌علت حاکمیت پرفشار آזור و یکنواختی دما در سطح کشور، نظم فصول دیگر را ندارد؛ تا آنجا که در ناحیه چابهار به‌دلیل کمبود ابر و جو سرشار از رطوبت (مسعودیان و کاویانی، 1387: 61) و درنهایت حذف بخشی از انرژی تابشی خورشید، دماهای بعدازظهرها پایین‌تر از ایستگاه‌های کوهستانی مانند سنندج و کرمانشاه است؛ زیرا این دو ایستگاه باوجود دارا بودن زاویه تابش کمتر، روزهای طولانی‌تری دارند و به‌علاوه، به‌دلیل ضخامت کمتر و رقیق‌تر بودن جو در مناطق کوهستانی، اشعه‌های خورشیدی در بعدازظهرها آسان‌تر وارد سطح زمین می‌شود و آن را بیشتر گرم می‌کند؛ باوجود این، هر سه ایستگاه در یک رده قرار دارند. ارقام دما در شکل شماره پنج به‌روش شبکه‌ای محاسبه شده است.



شکل 5 پهنه‌بندی ایران بر مبنای دماهای میانگین حداکثر سالیانه و فصلی (1964-2008م)

4- نتیجه

با توجه به اهمیت روزافزون دما به‌ویژه دماهای روزانه در زندگی انسان و لزوم به‌روز کردن مطالعات دمایی، این تحقیق با هدف بررسی تغییرات زمانی و مکانی دماهای حداکثر در ایران بر مبنای آخرین آمار دمایی انجام شده است. نتایج این مطالعه بخشی از یافته‌های قبلی را در زمینه چگونگی تأثیر عوامل محلی و بیرونی بر دماهای حداکثر (علیچانی، 1387: 50-64؛ مسعودیان و کاویانی، 1387: 53-66) تأیید می‌کند؛ به‌علاوه اطلاعات کامل‌تر و جدیدتری را درباره چگونگی تأثیر عوامل محلی بر دما و نیز روندها و پهنه‌های دمای حداکثر در ایران به‌دست می‌دهد. تحقیق حاضر اختلاف‌هایی نیز با دو تحقیق یادشده دارد؛ ازجمله اینکه برخلاف آن‌ها که به نقش بارزتر ارتفاع در کنترل دماها اعتقاد دارند (همان‌جا)، این تحقیق به نقش مهم‌تر عرض جغرافیایی تأکید می‌کند (شکل 5 و جدول 3). درمورد روندهای زمانی دمایی، برخلاف نظر مسعودیان (1384: 32) که به افزایش 0/5 درجه‌ای دمای میانگین حداکثر در یک بازه 50 ساله (1951-2000م) اعتقاد دارد، این پژوهش افزایش 0/62 درجه سلسیوسی را در یک دوره 45 ساله (1964-2008م) تأیید می‌کند. شاید با توجه به اختلاف بازه زمانی دو مطالعه یادشده و مقایسه ارقام روند دما بتوان نتیجه گرفت که دماهای حداکثر کشور در دهه

اخیر افزایش یافته است. همچنین، پژوهش حاضر، مانند تحقیق مسعودیان (همان، 35)، حداکثر افزایش ماهیانه دمای بعدازظهرها را مربوط به ماه آوریل به میزان $1/8$ درجه در دوره 45 ساله می‌داند که اندکی کمتر از مقدار گزارش شده در مطالعه او (همان، 35) (2) درجه در 50 سال) است؛ اما برخلاف مطالعه وی (همان، 35) که ماه‌های دوره سرد را بدون روند یا با روند کاهشی می‌داند، مقاله حاضر تنها ماه توأم با کاهش دماهای حداکثر را ماه نوامبر با $0/4$ درجه و بقیه ماه‌های دوره سرد را توأم با روندهای افزایشی قلمداد می‌کند. در مقایسه با تحقیق عزیزی و روشنی (1387: 26)، کاهش دمای حداکثر در انزلی تأیید می‌شود؛ اما این کاهش برای سایر ایستگاه‌های سواحل جنوبی خزر صدق نمی‌کند. همچنین، ناهمخوانی‌هایی نیز از نظر مکان، جهت و مقدار روند دماهای حداکثر در ایران بین این تحقیق با دیگر تحقیق عزیزی و همکاران (1384: 38) مشاهده می‌شود که شاید یکی از دلایل آن، تفاوت در روش به‌کاررفته برای روندیابی، یعنی روش من-کندال باشد. به هر حال، مقایسه نتایج این تحقیق با دیگر مطالعات ذکرشده در مقدمه مقاله روشن می‌کند که افزایش میانگین دماهای حداکثر (بعدازظهرها) در ایران، قطعی و حدود دوبرابر نقاط دیگر دنیاست. بررسی دقیق دلایل و چگونگی عوامل مؤثر در افزایش، به تحقیقات دیگری نیاز دارد. ازجمله عوامل مؤثر در افزایش می‌توان به این موارد اشاره کرد: افزایش مقدار CO_2 جو، تغییر در مقدار رطوبت و ابرناکی، تغییرات کاربری و توسعه اراضی شهری و در نتیجه، نقشی که جزایر حرارت شهری در دماهای حداکثر ثبت شده در ایستگاه‌های سینوپتیک دارند (با توجه به اینکه اغلب این ایستگاه‌ها در حواشی شهرها مستقرند و از آب‌وهوای شهری تأثیر می‌پذیرند).

در نقشه‌های پهنه‌بندی (شکل 5)، اثر عرض جغرافیایی و ارتفاع در توزیع دماها کاملاً مشهود است؛ جز اینکه در فصل تابستان نقش ارتفاعات چندان محسوس نیست و همه جای ایران به دلیل قرارگیری در زیر نفوذ هوای پایدار پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור و آسمان صاف، دماهای به نسبت زیادی دارد (علیچانی، 1387: 56). رابطه بین ارتفاع و دماهای بعدازظهر در این فصل به ضعیف‌ترین حالت خود می‌رسد (جدول 3). در زمینه تضعیف نقش عرض جغرافیایی در دماهای حداکثر تابستانه (جدول 3) می‌توان گفت نفوذ پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור تا جنوب کوه‌های البرز (همان، 28-29) تا حد زیادی اثر عرض جغرافیایی را در کاهش دمای بعدازظهرهای مناطق شمالی‌تر خنثی می‌کند؛ اما درباره نقش پررنگ‌تر عوامل محلی،

به‌ویژه عرض جغرافیایی، در کنترل دماهای زمستان - که برخلاف انتظار قبلی مبنی بر اثر بیشتر عوامل بیرونی و توده‌های هوا بود - شاید نقش عرض جغرافیایی منافاتی با نقش توده‌های هوا نداشته باشد و هر دو هم‌زمان تأثیرگذار بوده باشند؛ به این ترتیب که احتمالاً افزایش فراوانی موج‌های کوتاه و سیکلون‌ها به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر در ایران (علیجانی، 1387: 33 و 37) و نقشی که در کاهش دما دارند، با کاهش دما بر اثر افزایش عرض جغرافیایی هم‌زمان اتفاق افتاده باشد که البته، نیازمند مطالعات بیشتری است. این تحقیق با توجه به کامل بودن و طولانی بودن دوره آماری با استفاده از آمار 44 ایستگاه انجام شده است. در مطالعات آتی، با افزایش تعداد ایستگاه‌ها و طول دوره آماری و به‌ویژه تلفیق نتایج مطالعات با پژوهش‌های مرتبط با توده‌های هوا، حصول نتایج دقیق‌تر محتمل خواهد بود.

5- منابع

- رحیم‌زاده، فاطمه و احمد عسگری، «نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور»، تحقیقات جغرافیایی، ش 73، صص 155-171، 1383.
- عزیزی، قاسم و محمود روشنی، «مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به‌روش من - کندال»، پژوهش‌های جغرافیایی، ش 64، صص 13-28، 1387.
- عزیزی، قاسم، مصطفی کریمی احمدآباد و زهرا سبک‌خیز، «روند دمای چند دهه اخیر ایران و افزایش CO₂ جو»، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ش 4، ص 5، صص 27-45، پاییز و زمستان 1383، بهار و تابستان 1384.
- علیجانی، بهلول، آب‌وهوای ایران، چ 8، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور، 1387.
- علیزاده، امین، اصول هیدرولوژی کاربردی، چ 34، مشهد: انتشارات دانشگاه امام رضا(ع)، 1391.
- مسعودیان، سیدابوالفضل، «بررسی روند دمای ایران در نیم‌سده گذشته»، پژوهش‌های جغرافیایی، ش 54، صص 29-45، 1384.

- مسعودیان، سیدابوالفضل و هوشمند عطایی، «شناسایی فصول بارشی ایران به‌روش تحلیل خوشه‌ای»، مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان، س 18، ش 1، صص 1-12، 1384.
- مسعودیان، سیدابوالفضل و محمدرضا کاویانی، اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، 1387.
- Alijani, B., *Climate of Iran*, 8th Ed., Tehran: Payam-e- Nour University Publications, 2008. [In Persian]
- Alizadeh, A., *Principles of Applied Hydrology*, 34th Ed., Mashhad, Emam Reza University Publications, 2012. [In Persian]
- Anderson, S., "An evaluation of spatial interpolation methods on air temperature in Phoenix, AZ", <http://www.cobblestoneconcepts.com/ucgis2summer/anderson/anderson.htm>, Accessed December 29, 2013.
- Azizi, Gh. & M. Roushani, "Using Mann-Kendall's test to Recognize climate change in the Southern coasts of Caspian Sea", *Geographical Research Quarterly*, No. 64, Pp. 13- 28, 2008. [In Persian]
- Azizi, Gh., M. Karimi Ahmadabadi & Z. Sabokkhiz, "Temprature trend and atmospheric Co₂ concentration over Iran in recent decades", *Journal of Applied Research in Geographical Sciences*, Vol. 4, No. 5, Pp. 27- 45, 2005. [In Persian]
- Burns, D.A., J. Klaus & M.R. McHale, "Recent Climate Trends and Implications for Water Resources in the Catskill mountain Region, New York, USA", *Journal of Hydrology*, Vol. 336, No. 1-2, Pp. 155-170, 2007.
- Duhan, D. Et al., "Spatial and Temporal Variability in Maximum, Minimum and Mean Air Temperatures at Madhya Pradesh in Central India", *Comptes Rendus Geoscience*, In Press, Corrected Proof, 2013.

- El Kenawy, A., J.I. López-Moreno & S.M. Vicente-Serrano, "Trend and Variability of Surface Air Temperature in Northeastern Spain (1920-2006): Linkage to Atmospheric Circulation", *Atmospheric Research*, Vol. 106, Pp. 159- 180, 2012.
- Field, A.P., *Discovering Statistics Using SPSS*, 3th Ed., London: Sage, 2009.
- Founda, D. Et al., "Analysis of Mean, Maximum, and Minimum Temperature in Athens from 1897 to 2001 with Emphasis on the Last Decade: trends, Warm Events, and Cold Events", *Global and Planetary Change*, Vol. 44, Issues1- 4, Pp. 27- 38, 2004.
- Gerstengarbe, F.W. & P.C. Werner, "Climate Development in the Last Century- Global and Regional", *International Journal of Medical Microbiology*, Vol. 298, Pp. 5- 11, 2008.
- Holdaway, M.R., "Spatial Modeling and Interpolation of Monthly Temperature Using Kriging", *Climate Research*, Vol. 6, Pp. 215- 225, 1996.
- Jolliffe, I.T. & A. Philipp, "Some Recent Developments in Cluster Analysis", *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Vol. 35, Issues 9- 12, Pp. 309- 315, 2010.
- Martinez, C.J., J.J. Maleski & M.F. Miller, "Trends in precipitation and temperature in Florida, USA", *Journal of Hydrology*, Vol. 452- 453, Pp. 259- 281, 2012.
- Masoodian, S.A. & H. Ataei, "A cluster analysis of precipitation seasons of Iran", *Research Journal of Human Sciences, University of Isfahan*, Vol. 18, No. 1, Pp. 1- 12, 2005. [In Persian]

- Masoodian, S.A. & M.R. Kaviani, *Climatology of Iran*, Isfahan: Isfahan University Publications, 2008. [In Persian]
- Masoodian, S.A., "Temperature trends in Iran during the last half century", *Geographical Research Quarterly*, No. 54, Pp. 29- 45, 2006. [In Persian]
- Modarres, R. & A. Sarhadi, "Statistically-Based Regionalization of Rainfall Climates of Iran", *Global and Planetary Change*, Vol. 75, Issues 1- 2, Pp. 67- 75, 2011.
- Norosis, M.J., *SPSS for Windows, Version 6.1.3.*, Chigago: SPSS Inc., 1995.
- Rahimzadeh, F. & A. Asgari, "Reviewing the difference between; Increasing Rates of minimum and maximum temperatures and decreasing of diurnal temperature range in Iran", *Geographical Research*, No. 73, Pp. 155- 171, 2004. [In Persian]
- Shahid, S., S. Bin Harun & A. Katimon, "Changes in Diurnal Temperature Range in Bangladesh during the Time Period 1961-2008", *Atmospheric Research*, Vol. 118, Pp. 260- 270, 2012.
- Sonali, P. & D. Nagesh Kumar, "Review of trend detection methods and their application to detect temperature changes in India", *Journal of Hydrology*, Vol. 476, Pp. 212- 227, 2013.
- Tabari, H. & P. Hosseinzadeh Talaee, "Analysis of Trends in Temperature Data in Arid and Semi-Arid Regions of Iran", *Global and Planetary Change*, Vol. 79, Issues 1-2, Pp.1- 10, 2011.
- Tabari, H., B. Shifteh Somee & M. Rezaeian Zadeh, "Testing for Long-Term Trends in Climatic Variables in Iran", *Atmospheric Research*, Vol. 100, No. 1, Pp. 132- 140, 2011.

- Wu, T. & Y. Li, "Spatial interpolation of temperature in the United States using residual kriging", *Applied Geography*, Vol. 44, Pp. 112-120, 2013.
- Zhou, D. Et al., "Climatic Regionalization Mapping of the Murrumbidgee irrigation area, Australia", *Progress in Natural Science*, Vol. 19, Issue 12, Pp. 1773- 1779, 2009.