

نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور

چکیده

دما یک متغیر ترمودینامیک و مهم جوی است که تغییر آن منشأ بسیاری از تغییرات فیزیکی، شیمیایی و زیست‌محیطی بوده و اندازه‌گیری‌های آن در جو در مقایسه با سایر عناصر جوی از سابقه طولانی‌تری برخوردار است. علیرغم وجود شواهدی برای تغییرات دما و هشدار تنی چند از دانشمندان در سالهای ۱۹۴۷ و ۱۹۴۸ راجع به گرم شدن کره زمین، عقیده مبتنی بر ایستایی اقلیم تا دهه ۱۹۷۰ کماکان وجود داشت. نتایج مطالعات گسترده‌ای که در سطوح ملی، منطقه‌ای و جهانی انجام شده است، بیانگر افزایش دما در بسیاری از نقاط کره زمین و به طور کل افزایش میانگین دمای هوای کره زمین می‌باشد. در طی چند دهه گذشته دماهای حداقل و حداکثر، رفتارهای متفاوتی از خود نشان داده‌اند و دمای حداقل در بسیاری از نقاط به طور آشکار نرخ افزایشی داشته است. گرچه دمای حداکثر هم در خیلی از نقاط نرخ افزایشی نشان می‌دهد ولی به علت نرخ کمتر آن در مقایسه با دمای حداقل، موجب کاهش دامنه شبانه‌روزی دما^۱ شده است. در این مقاله تحلیل داده‌های دما، که در مطالعات پروژه آشکارسازی آماری تغییر اقلیم در ایران به دست آمده، مرور شده است. در این مطالعه علاوه بر استفاده از آخرین روش‌های آماری توصیه شده توسط سازمان هواشناسی جهانی^۲ مطالعات متفرقه‌ای که در دیگر کشورها انجام شده نیز مد نظر قرار گرفته است. نتایج مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که

1. Diurnal Temperature Range (DTR).

2. World Meteorological Organization (WMO).

الگوی تغییرات دماهای حداقل، حداکثر و میانگین در سطح کشور یکسان نیست. هرچند روند افزایشی دمای حداقل در اکثر ایستگاه‌ها به ویژه ایستگاه‌های واقع در شهرهای بزرگ و رو به گسترش، قابل ملاحظه می‌باشد که به عنوان مثال می‌توان به روند شهر اصفهان اشاره نمود. علاوه بر آن در دهه ۱۹۷۰ جهش دما در بسیاری از نقاط رخ داده است که در انطباق با جهش دما در دیگر نقاط دنیا می‌باشد. دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما در برخی از شهرهای بزرگ کشور مثل شیراز، تهران و اصفهان نرخ کاهشی قابل ملاحظه‌ای داشته است که به عنوان نمونه می‌توان به کاهش حدود ۴ درجه‌ای آن در شهر اصفهان اشاره نمود. در این مقاله با ذکر موارد استثناء و تحلیل آنها همراه با ترسیم‌هایی در زمینه همگنی داده‌های دما، به معنی داری و عدم معنی داری روند دما نیز پرداخته شده است.

کلید واژه‌ها: دمای حداقل و حداکثر، دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما، همگنی دما، روند و جهش.

مقدمه

با وجود شواهدی برای تغییر اقلیم، تا دهه ۱۹۷۰ میلادی عقیده‌ای مبنی بر ایستایی اقلیم وجود داشت. گرچه سالها قبل از آن یعنی در سالهای ۱۹۴۷ و ۱۹۴۸ میلادی، لويس (Lewis, 1947)، لیسگند (Lysegand, 1948) و وندنپلاس (Vandenplas, 1948) در مقالات خود توجه دنیا را به گرم شدن کره زمین معطوف نموده بودند. مطالعات پروفیسور لندزبرگ^۳ در زمینه جزایر حرارتی در هشتمین نشست کمیسیون اقلیم‌شناسی (WMO, No. 600, 1982) نیز حاکی از نقش توسعه شهری در گرم شدن جهانی بود. یکی از نتایج کلی که در اغلب تحقیقات انجام شده در این زمینه، دیده می‌شود، افزایش دمای کره زمین می‌باشد. براساس گزارش پایه علمی هیأت بین دول تغییر اقلیم^۴ (IPCC, 2001)، دمای سطح کره زمین در فاصله ۲۰۰۰-۱۸۶۱ میلادی حدود 0.6°C افزایش یافته است. این درحالیست که رفتار پارامتر دمای حداقل و حداکثر با یکدیگر متفاوت بوده و دمای حداقل به طور آشکار نرخ افزایشی داشته است. علیرغم افزایش دمای حداکثر، نرخ آن از نرخ دمای حداقل کمتر بوده است (Karl et al, 1993). همین امر سبب شده است که دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما در دنیا کاهش یابد که این کاهش DTR نیز سبب ناهمگنی داده‌ها می‌شود. البته در مقیاس محلی نشان داده شده است که عواملی چون توسعه شهری^۵، آبیاری^۶ و بیابان‌زایی^۷ مستقیماً در کاهش DTR مؤثر بوده‌اند.

3. Landsberg.
6. Irrigation.

4. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). www.sido.ir
7. Desertification.

در مقاله‌ای تحت عنوان روند دمای حداقل و حداکثر، در جهان (David et al, 1997) ضمن تأیید نتایج اکثر مقالات و تأکید بر تفاوت نرخ دمای حداقل و حداکثر، اشاره بر آن دارد که در بعضی از نقاط دنیا مانند زلاندنو و نواحی آلپ در اروپای مرکزی این دو نرخ با یکدیگر برابر بوده‌اند. براساس این تحقیق در بعضی از نقاط دیگر نیز مانند بخش‌های مرکزی کانادا، بخشی از آفریقای جنوبی، جنوب شرقی آسیا، بخش‌های مرکزی استرالیا، بخش‌هایی از هند و جزایر بخش حاره‌ای غرب اقیانوس آرام به علت کاهش دمای حداقل، DTR افزایش داشته است. در بررسی فوق، داده‌های تعدادی از مناطق در دسترس نبوده است، اما تحلیل داده‌های آمریکای شمالی، زلاندنو، استرالیا، اندونزی، بخشی از نواحی حاره و جنب حاره مانند منطقه کارائیب، قسمت‌هایی از آفریقا، ایران، پاکستان و قسمتی از جنوب آسیا نیز در آن به چشم می‌خورد. در گزارش سوم ارزیابی هیأت بین دول تغییر اقلیم (IPCC, 2001)، درباره تغییرات DTR در دنیا شرح مبسوطی ارائه شده است لکن با توجه به عدم چاپ مقالات پیرامون تغییرات DTR از کشورهای آسیایی، آفریقایی و ... اغلب تفسیرها مربوط به عرض بالای نیمکره شمالی و گاهی نیمکره جنوبی می‌باشد.

از دیگر نتایج کمی مقاله فوق افزایش دمای جهانی در ۲۰ سال گذشته نسبت به آن در نیمه اول قرن بیستم و جهش دمایی در اواخر دهه ۱۹۷۰ میلادی بوده است که عمدتاً در انطباق با تغییر در ویژگی‌های پدیده ال‌نینو- نوسان جنوبی (انسو^۸) که باعث تداوم بالای دمای آب دریا در بخش‌های مرکزی و شرقی اقیانوس آرام حاره‌ای گردید، می‌باشد (IPCC, 2001). به دنبال طرح جدی مسأله تغییر اقلیم ناشی از فعالیت‌های بشر، ضرورت انجام مطالعاتی در این زمینه در کشور پیش از پیش احساس گردید. در این راستا در اواسط دهه ۷۰، مطالعاتی به منظور آشنایی با مفاهیم اصلی تغییر اقلیم صورت پذیرفته است (نوریان، ۱۳۷۶؛ عسگری، ۱۳۷۲؛ براتیان، رحیم‌زاده، ۱۳۷۷؛ باقری و کوچکی، ۱۳۷۶). در این مقالات نویسندگان به بحث تغییرات اقلیم در دهه‌های اخیر پرداخته‌اند. بعد از آن با استفاده از داده‌های دما، در تعدادی از ایستگاه‌های هواشناسی مطالعات موردی در زمینه تغییرات دما صورت پذیرفت (علیجانی، ۱۳۷۵؛ جهادی طرقي، ۱۳۷۸؛ بختیاری، ۱۳۸۱؛ رسولی، ۱۳۸۱)، اما لزوم آگاهی از تغییرات دما در سطح کشور سبب گردید تا در سالهای

بعد از آن با استفاده از داده‌های مناسب، این تغییرات مورد بررسی دقیق قرار گیرد. داده‌های دما در کشور به طور نسبی در مقایسه با سایر عناصر اقلیمی از پوشش مکانی و دوره آماری نسبتاً مناسب‌تری برخوردار است، البته هنوز هم نیاز به داده‌های بیشتر و تحقیقات گسترده‌تر احساس می‌شود.

تأثیر عوامل متعدد باعث پیچیدگی توزیع دما در کشور می‌شود. براساس نقشه‌های اطلس اقلیمی در دورهٔ نرمال استاندارد ۹۰-۱۹۶۱ بخش قابل ملاحظه‌ای از شمال غرب کشور، از پایین‌ترین میانگین سالانه دما یعنی 10°C و کمتر از آن برخوردار است. میانگین سالانه بالاتر از 25°C در باریکه‌ای با عرض متفاوت در جنوب کشور و در کویر لوت دیده می‌شود. شمال خراسان، استانهای ساحلی خزر، شمال غرب و بخش اعظم مناطق غربی و نیز مناطق کوهستانی منفرد کشور مشخصاً دارای میانگین سالانه کمتر از 20°C می‌باشند. در این مقاله ضمن مروری بر نتایج به دست آمده از تحلیل داده‌های دما در کشور ایران در دورهٔ ۱۹۹۷-۱۹۵۱ میلادی، نرخ افزایشی دمای حداقل، حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور مورد بررسی قرار گرفته است. این نتایج بر مبنای به کارگیری روش‌های آماری شامل آزمون‌های همگنی، روند، جهش و همچنین استفاده از صافی‌های متفاوت به دست آمده است.

نظر به اینکه مسأله تغییر اقلیم موضوعی جهانی است، به هر حال کم و بیش تمام کشورهای جهان متأثر از آن بوده و کشور ایران نیز مستثنی از این قاعده نمی‌باشد. بدین جهت انجام این‌گونه مطالعات که در انطباق با استانداردها و توصیه‌های سازمان هواشناسی جهانی (WMO) و هیأت بین دول تغییر اقلیم (IPCC) است، علاوه بر اینکه بیانگر فعالیت‌های پژوهشگران ایرانی در راستای فعالیت‌های بین‌المللی و کشورهای پیشرو در این زمینه است، می‌تواند در جهت شناخت هر چه بیشتر اقلیم، تغییرات و کاربرد آن در مسائل و برنامه‌ریزی‌های کشور سودمند واقع گردد.

روش‌های نظری و داده‌ها

به منظور آشکارسازی تغییرات اقلیمی از دیدگاه آماری، روش‌های خاصی به کار گرفته می‌شوند. این روش‌ها علاوه بر ارائه یک دید کلی، ما را در یافتن بسیاری از حقایق یاری می‌دهند. از جمله این روش‌ها می‌توان به آزمون‌های همگنی، تحلیل و بررسی روند، جهش و هموارسازی بر روی سری‌های طولانی مدت از جمله دما اشاره کرد.

- همگنی

Archive of SID

در مطالعات تغییر اقلیم، بررسی همگنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از این رو آزمون‌های همگنی خاصی در تأیید یا عدم تأیید آن به کار برده می‌شوند. در یک دید کلی می‌توان آزمون‌های همگنی را به دو صورت مطلق و نسبی از نظر گذراند (Mitchell et al, 1966). در آزمون‌های همگنی مطلق، یک سری آماری مورد بررسی قرار می‌گیرد که در این رابطه چند آزمون همگنی به شرح زیر توصیه شده است.

آزمون آبه که از روش آبه گرفته شده (Conrad & Pollack, 1962) و فرم بهبود یافته آن (Shonwiese et al, 1986)، از جمله این آزمون‌ها هستند که هم جهات تغییرات و هم اندازه انحراف یک سری زمانی از میانگین را نشان می‌دهند. این آزمون به آشکار سازی جهش‌های غیر اقلیمی می‌پردازد.

در حالت همگنی سری زمانی X_t , $t=1, 2, \dots, n$ ، رابطه زیر برقرار است:

$$1 - \frac{1}{\sqrt{n-1}} \leq \frac{2A}{B} \leq 1 + \frac{1}{\sqrt{n-1}} \quad (۱)$$

محاسبه مقادیر A و B بصورت زیر خواهد بود:

$$A = X_1'^2 + X_2'^2 + \dots + X_n'^2 - \frac{1}{2}(X_1'^2 + X_n'^2) \quad (۲)$$

$$B = (X_1' - X_2')^2 + \dots + (X_{n-1}' - X_n')^2 \quad (۳)$$

در رابطه فوق X_t' انحراف از میانگین حسابی (\bar{X}) و n حجم نمونه هستند. اشکال روش مذکور این است که در صورت وجود یک روند بلند مدت، غیرهمگنی به طور واضح نشان داده نمی‌شود. این کار با کاهش اثر روند بلند مدت و نوسانات از سری زمانی اصلی با به کار بردن یک صافی بالا گذر انجام خواهد شد..

"آزمون انحرافات تجمعی" آزمون همگنی دیگری است که در آن به صورت زیر عمل می‌شود: اگر X_1, X_2, \dots, X_n مشاهدات ما باشند آنگاه:

$$S_o^* = 0, S_k^* = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad k=1, 2, \dots, n \quad (۴)$$

$$D_y^2 = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 / n \quad (۵)$$

$$S^{**}_k = S_k^* / D_y \quad k=0, 1, \dots, n \quad (۶)$$

دو معیار R و Q نیز به شرح زیر به دست می‌آیند:

$$Q = \text{Max} |S_k^*| \quad 0 \leq k < n, \quad R = \text{Max}(S_k^*) - \text{Min}(S_k^*) \quad (۷)$$

مقادیر بحرانی آماری Q در مطالعه‌ای که توسط بیشاند انجام گرفته، ارائه شده است (Buishand, 1982). مقادیر بحرانی R نیز در سایر مراجع قابل دسترس است. در آزمون دیگر همگنی یعنی نسبت بیشینه ورسلی، آماره Z_k^{**} براساس D_y ، Z_k^* (همان‌گونه که در آزمون انحراف تجمعی محاسبه شده‌اند) به صورت زیر به دست می‌آید:

$$Z_k^* = \sum k(n-k)^{-1/2} S_k^* \quad , \quad Z^{**} = Z_k^* / D_y \quad (۸)$$

و آنگاه

$$V = \max |Z_k^{**}| \quad , \quad 1 \leq k \leq n-1 \quad (۹)$$

آماره آزمون ورسلی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$W = (n-2)^{1/2} V(1-V^2)^{1/2} \quad (۱۰)$$

که مقادیر بحرانی آن نیز در دسترس است (Worsley, 1979). مکان‌های مقادیر بیشینه $|S_k^{**}|$ یا $|Z_k^{**}|$ بر اساس دو آماره آزمون انحرافات تجمعی و ورسلی برآورد مناسبی از نقاط تغییر را به دست می‌دهند. بدین ترتیب می‌توان علاوه بر شناسایی همگنی، برای شناسایی نقاط تغییر از این آزمون استفاده کرد. در صورتی که S_k^{**} و Z_k^{**} براساس k رسم شوند و حرکت آنها به صورت نوسانی حول یک خط باشد آنگاه همگنی سری تأیید می‌شود.

آزمون همگنی دیگری که توسط سازمان هواشناسی جهانی توصیه شده است، خود همبستگی مرتبه اول (r_1) می‌باشد (WCDMP, No. 32, 1997). برای درک بیشتر مسأله بهتر است از چندین روش همگنی استفاده گردد. بنابر توصیه WMO نتایج به دست آمده از آزمون‌های همگنی می‌تواند خلاصه و تقسیم‌بندی گردد. براساس این می‌شوند.

جدول ۱ کلاسهای همگنی سری‌های اقلیمی بر اساس قبول و رد آنها در آزمون‌های همگنی (WCDMP, No. 32, 1997)

نتیجه آزمون‌های همگنی	کلاس
همه آزمون‌ها همگنی را می‌پذیرند.	۱
همه آزمون‌ها بجز یکی، همگنی را می‌پذیرند.	۲
تعدادی از آزمون‌ها همگنی را می‌پذیرند.	۳
همه آزمون‌ها بجز یکی ناهمگنی را می‌پذیرند.	۴
همه آزمون‌ها ناهمگنی را می‌پذیرند.	۵

- روند

Archive of SID

روند، گرایش دراز مدت سری زمانی است و می‌توان آن را به عنوان گرایش اصلی سری زمانی تصور کرد. در چند سال اخیر سری‌های زمانی دما در بعضی مناطق روند افزایشی را نشان می‌دهند که این افزایش می‌تواند ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای و گرمایش جهانی باشد. روش‌های مختلفی برای تشخیص نوع روند و تعیین معادله آن وجود دارد. در این بررسی، معادله روند از طریق روش حداقل مربعات به دست آمده و همچنین جهت تعیین معنی‌داری آن از آزمون‌های پارامتریک تی-استودنت و ناپارامتریک اسپیرمن و من‌کنندال استفاده شده است. اگر سری زمانی X_t ، $t = 1, \dots, n$ که در آن n تعداد نمونه باشد به وسیله یک روند خطی ساده یعنی $a_0 + a_1 * t$ (Maidment, 1993) بیان شود، آنگاه رد فرض $a_0 = 0$ به عنوان آشکارسازی روند خطی در نظر گرفته می‌شود. پس از محاسبه روند می‌توان کاهش و افزایش روند را نیز به صورت کمی تحلیل نمود (WCDMP, No. 32, 1997). برای تعیین کمی ابتدا T_r براساس رابطه زیر به دست می‌آید:

$$T_r = a_n(t_n) - a_1(t-1) \quad (11)$$

در رابطه فوق $a_1(t_1)$ و $a_n(t_n)$ مقادیر برآورد شده در زمان‌های 1 و n می‌باشند. مقادیر T_r + روند افزایشی و $-T_r$ - روند کاهشی را نمایش می‌دهند. برای بحث بیشتر در مورد روند نسبی می‌توان مقادیر $T_r/a_1(t_1)$ ، $T_r/a_n(t_n)$ را محاسبه نمود. مقدار به دست آمده $T_r/a_1(t_1)$ در حالت روند کاهشی، به مقادیر کوچک و در حالت روند افزایشی، به مقادیر بزرگ، منتهی می‌شوند. با استفاده از $T_r/a_n(t_n)$ عکس این حالت نتیجه‌گیری می‌شود. در حالت کلی بررسی T_r/a_i بسیار معقول به نظر می‌رسد. T_r/S که در آن S انحراف معیار است، نسبت روند به نوفه را ارزیابی می‌کند. در حالتی که توزیع نرمال نباشد، مانند آنچه که اغلب در بارش انتظار می‌رود، روش من‌کنندال جهت تعیین معنی‌داری روند مناسب‌تر است. هرگاه روند در سطح معنی‌داری α_0 قابل قبول باشد، آنگاه آزمون من‌کنندال بهبود یافته می‌تواند در شناسایی نقطه تغییر نیز رهگشا باشد. در حقیقت این روش مقادیر آماره من‌کنندال را در i امین زمان آنچنان‌که $i = 1, \dots, n$ است، محاسبه می‌کند و دنباله U_i به دست می‌آید. همین عمل به صورت عکس انجام می‌گیرد یعنی فرض می‌شود انتهای سری ابتدای آن باشد و به این ترتیب دنباله U'_i محاسبه می‌گردد.

مقادیر U'_i برای سری برگشتی به وسیله معادله زیر به دست می‌آیند:

$$U'_i = -U(t_i) \quad (۱۲)$$

اگر دنباله U_i و U'_i براساس i به صورت نمودار رسم شود درحالت معنی‌داری روند، دو شکل در نقطه شروع پدیده، یکدیگر را قطع خواهند نمود. درحالی که اگر روند وجود نداشته باشد دو دنباله U_i و U'_i به صورت موازی عمل خواهند نمود و یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهت آنها منجر نشود، ادامه می‌یابند. در صورتی که تعداد مناسبی از ایستگاه‌ها وجود داشته و همبستگی معنی‌داری بین ایستگاه‌های همسایه برقرار باشد، این امکان وجود دارد که تحلیل نقطه‌ای به بررسی منطقه‌ای منتهی شود. روش‌های عینی مانند کریجینگ معمولی^۹ در صورت وجود تعداد کافی از نقاط برای تحلیل‌های منطقه‌ای، کارا خواهند بود. با توجه به محدودیت نقاط انتخاب شده در سطح کشور در این مقاله به پلات نقاط بسنده شده است.

- جهش

میانگین و واریانس سری‌ها در دوره‌های زمانی متفاوت و مشخص می‌تواند هم بدلیل طبیعی و هم به دلیل تغییرات مکانی و ادواتی، تغییر نماید و یا به اصطلاح در آن جهش اتفاق بیفتند. جهش نیز مانند روند می‌تواند ناشی از تغییرات اقلیمی باشد. همان‌طور که در بخش همگنی توضیح داده شد، گاهی اوقات علت ناهمگنی وجود جهش در سری می‌باشد. تعدادی آزمون پارامتریک و ناپارامتریک برای بررسی جهش مشخصه‌های سری‌های زمانی مانند میانگین و واریانس ارائه شده است. درحالت خاصی که سری به دو قسمت مستقل تقسیم شود، آزمون تی- استودنت به راحتی می‌تواند جهش در میانگین سری‌های اقلیمی را تعیین کند (Maidment, 1993). البته فرض نرمالیتت نیز باید برقرار باشد و در صورت نرمال نبودن باید از آزمون‌های ناپارامتریک استفاده کرد. در صورتی که تشخیص داده شود، سری در چند نقطه دارای جهش است، می‌توان از روش تحلیل واریانس یعنی آزمون F استفاده نمود (Maidment, 1993). در صورتی که فرض نرمال برقرار نباشد می‌توان از آزمون ناپارامتریک من ویتنی برای یک بار جهش و از آزمون کروسکال والیس برای چند بار جهش استفاده نمود (Kruskal, 1952)، (Kruskal & Wallis, 1952).

9. Ordinary Kriging.

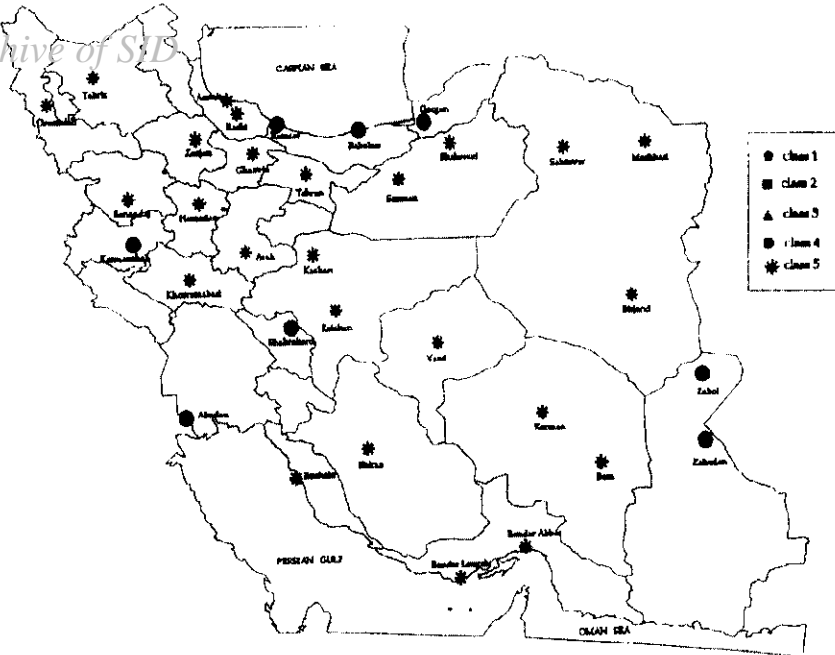
- نتایج

Archive of SID

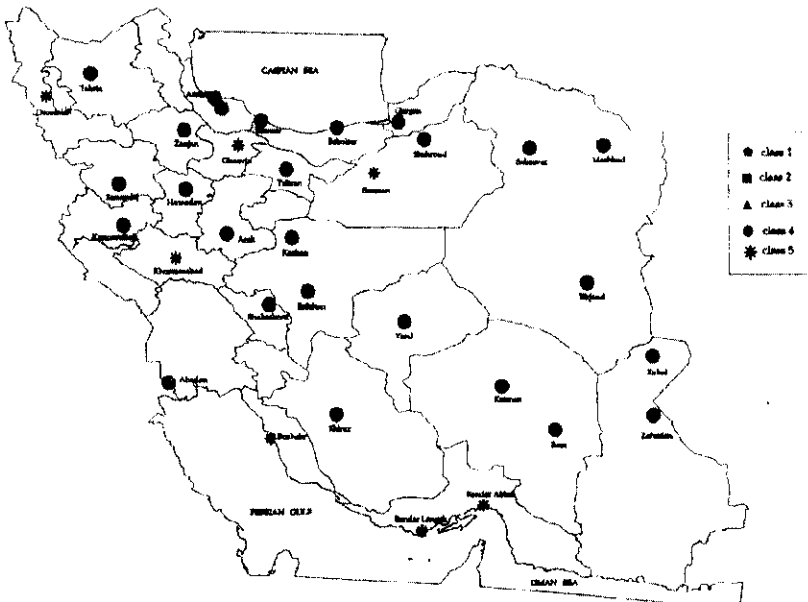
در مجموع سری دمای حداقل، حداکثر و میانگین دمای سالانه ۳۳ ایستگاه در دوره‌های آماری زیر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. ۱۶ ایستگاه با طول دوره آماری ۵۰-۴۵ سال، ۱۱ ایستگاه با طول دوره آماری ۴۵-۴۰ سال، ۲ ایستگاه با طول دوره آماری ۴۰-۳۵ سال و ۴ ایستگاه با طول دوره آماری ۳۵-۳۰ سال. با توجه به اینکه تعداد ایستگاه‌های با طول دوره آماری ۵۰-۴۵ سال کم و داده‌های تعدادی از آنها نیز در عمل غیرقابل استناد بوده است، ایستگاه‌های با طول دوره‌های آماری کوتاه‌تر با داده‌های پیوسته و بدون بازسازی داده‌ای، مورد استفاده قرار گرفته‌اند تا در عمل بتوان به نتایج قابل قبولی دست پیدا کرد. با توجه به آنکه تغییرات مکانی، تأثیر محسوسی بر ناهمگنی داده‌های دما از طریق وارد کردن جهش‌های ناگهانی داشته است، ناچار به حذف داده‌های دما در تعدادی از ایستگاه‌های مهم مانند خرم‌آباد و کرمان در تحلیل نهایی شده‌ایم. البته در طول دوره فوق ایستگاه‌های آبادان، انزلی، بم، اصفهان، کرمان، کرمانشاه، خرم‌آباد، مشهد، سبزوار، شاهرود، شیراز، تبریز و انزلی شاهد تغییرات مکانی بوده‌اند، لیکن اثرات این تغییرات در چند ایستگاه مانند خرم‌آباد و کرمان قابل چشم‌پوشی نبوده است. تأثیر تغییر مکان در این ایستگاه‌ها آنچنان است که روند دما را برخلاف واقع، کاهش می‌دهد. این نوع تغییرات در تفکیک دلایل ناهمگنی به انواع انسانی و طبیعی آن شدیداً قابل تردید بود و بنابراین سعی گردید با بررسی در تاریخچه تأسیس ایستگاه‌ها و تغییرات احتمالی ادواتی و مکانی آنها به بعضی اثرات مبهم پاسخ داده شود.

سری‌های دمای حداقل و حداکثر بنا بر رفتارهای متفاوتشان در طول دوره آماری به صورت جداگانه بررسی شده‌اند. بطور کلی رفتار سری دمای متوسط، متأثر از رفتار دو سری فوق‌الذکر می‌باشد. رفتار سری دما در نقاط مختلف دنیا یکسان نبوده (IPCC, 2001) و (WCDMP, No. 47, 2001) و مطالعات ما نیز نشان داد که سری‌های فوق‌الذکر در ایران نیز دارای رفتارهای کاملاً متفاوتی هستند. از آزمون‌های همگنی آبه (بر روی سری اصلی و سری هموار شده)، نسبت بیشینه ورسلی، انحرافات تجمعی و خودهمبستگی مرتبه اول بر روی سری‌های دمای حداقل، حداکثر و میانگین دمای سالانه استفاده شده است. براساس تقسیم‌بندی جدول ۱ سری‌های دما از نظر همگنی به دسته‌های ۱ تا ۵ تقسیم شده‌اند. شکل‌های ۱ و ۲ کلاس‌های همگنی را برای دمای حداقل و حداکثر در کشور نمایش می‌دهند. سری‌های دمای حداقل اکثراً در کلاس ۵ و سری‌های دمای حداکثر در کلاس ۴ واقع شده‌اند.

Archive of SID



شکل ۱ کلاس همگنی سری‌های دمای حداقل سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور



شکل ۲ کلاس همگنی سری‌های دمای حداکثر سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور

شایان ذکر است که برخی از ناهمگنی‌ها به دلیل تغییرات مکانی و ادواتی ایستگاه‌ها می‌باشند. با توجه به نتایج همگنی و همچنین بررسی تغییرات ایستگاهی و ادواتی و نتایج عددی به دست آمده می‌توان گروه‌بندی زیر را برای ایستگاه‌های سینوپتیک کشور که دارای طول دوره آماری بیش از ۳۰ سال هستند ارائه نمود:

گروه اول شامل ایستگاه‌هایی چون کرمان، خرم‌آباد و زنجان می‌شود که تغییرات مکانی آنها هم‌زمان با زمان جهش در سری دمای حداقل بوده است. بنابراین احتمال زیادی می‌رود که جهش حاصله ناشی از همان جابجایی ایستگاه باشد.

گروه دوم شامل ایستگاه‌هایی مانند اصفهان می‌شود که هم‌زمان با تغییر محل ایستگاه، تغییراتی در رفتار سری دمای آنها مشاهده می‌شود از این رو فقط باعث تغییر در میزان شیب خط روند شده و جهت آن را عوض نمی‌نماید. ایستگاه اصفهان در سال ۱۹۹۴ میلادی تغییر مکان داده و جهش کاهشی نیز در آن مشاهده شده است. ایستگاه‌های بوشهر و کرمانشاه نیز چنین شرایطی را دارا هستند.

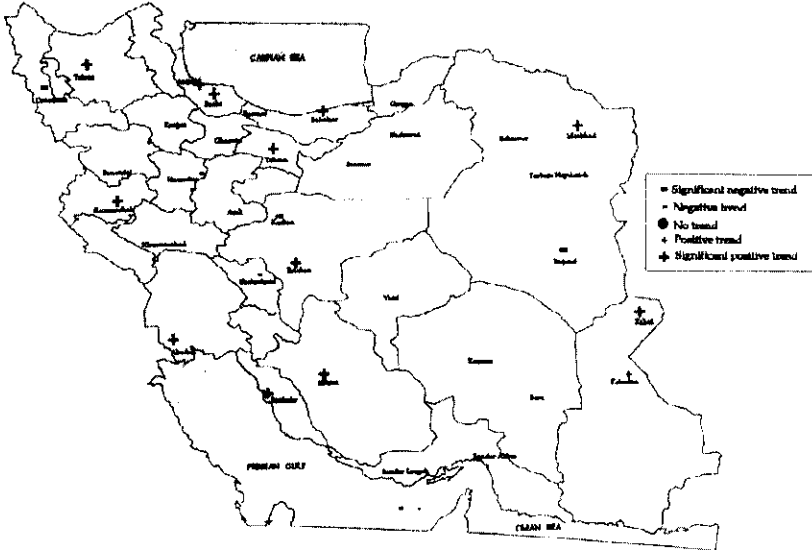
گروه سوم شامل ایستگاه‌هایی می‌گردد که اطلاعی در رابطه با نحوه تغییرات مکانی و ادواتی آنها در دسترس نیست. از جمله این ایستگاه‌ها می‌توان اراک، نوژه همدان و یزد را نام برد.

گروه چهارم شامل ایستگاه‌هایی است که اطلاعات آنها مطلوب بوده و می‌توان به نتایج کمی و کیفی آنها استناد نمود.

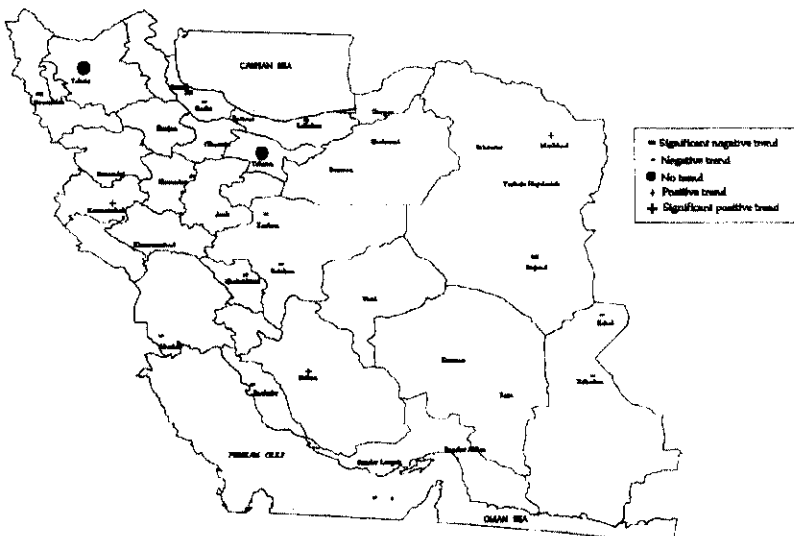
به هر صورت نتایج کلی از بررسی روند دمای حداقل، حداکثر و میانگین سالانه دمای ایستگاه‌ها با استناد به نتایج کمی و در نظر گرفتن موقعیت‌های مکانی ایستگاه‌های آنها که در شکل‌های ۳ و ۴ مشخص شده است، به شرح زیر می‌باشد:

۱- روند دمای حداقل اکثر ایستگاه‌های کشور به جز ایستگاه ارومیه، که آمار آنها نسبت به سایر ایستگاه‌ها از طول مناسب‌تری برخوردار بوده و می‌توان اطمینان نسبی به کیفیت آنها داشت، حالت افزایشی با نرخ رشد سریع دارند و این نرخ از دهه ۱۹۶۰ میلادی به بعد بیشتر هم شده است. نرخ افزایشی دمای حداکثر اغلب ایستگاه‌ها، حالت ضعیف‌تری نسبت به نرخ افزایشی دمای حداقل دارد. برای مثال شکل ۵ روند خطی میانگین دمای سالانه حداقل، حداکثر و متوسط دمای سالانه ایستگاه تهران-مهرآباد را نمایش می‌دهد. روند اغلب ایستگاه‌ها نیز مانند ایستگاه تهران-مهرآباد بوده است.

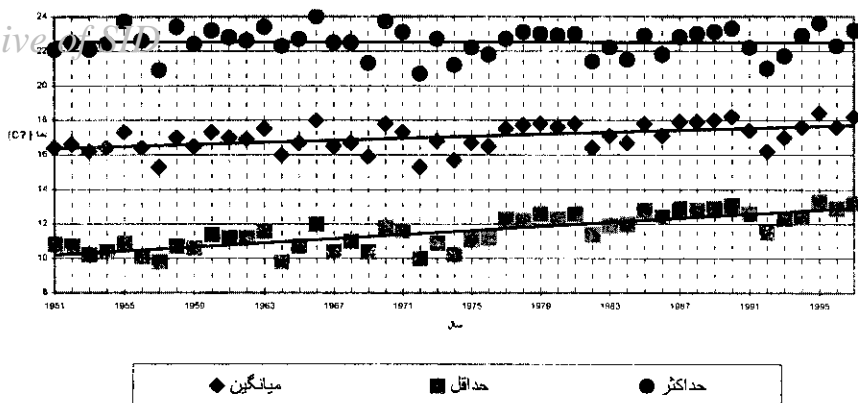
۲- این روندها در بعضی از ایستگاه‌ها مانند شیراز، تهران، اصفهان بسیار مشخص و واضح است. این ایستگاه‌ها در شهرهایی واقع شده‌اند که شاهد توسعه بی‌رویه شهری در دهه‌های گذشته بوده‌اند.



شکل ۳ معنی‌داری روند خطی دمای حداقل سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه وجود روند معنی‌دار مثبت و منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی

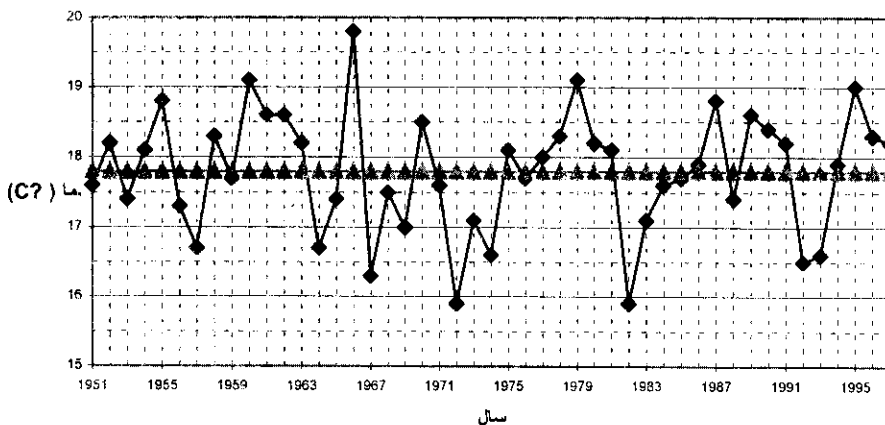


شکل ۴ معنی‌داری روند خطی دمای حداکثر سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه وجود روند معنی‌دار مثبت و منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی



شکل ۵ روند خطی میانگین دمای سالانه حداقل، حداکثر و متوسط دمای ایستگاه تهران- مهرآباد

۳- نرخ افزایشی دمای حداکثر در تعدادی از ایستگاه‌ها علیرغم نوسانات زیاد حول یک میانگین، ایستا به نظر می‌رسد. از جمله این ایستگاه‌ها می‌توان ایستگاه تبریز و تهران را نام برد. در شکل ۶ ایستایی سری میانگین سالانه دمای حداکثر ایستگاه تبریز ارائه شده است.

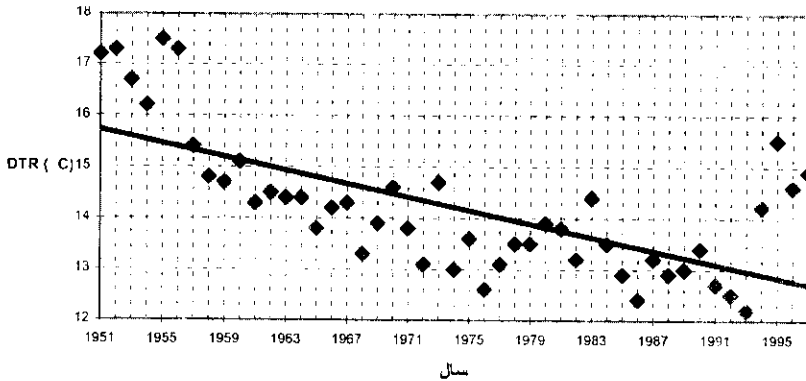


شکل ۶ سری میانگین سالانه دمای حداکثر ایستگاه تبریز

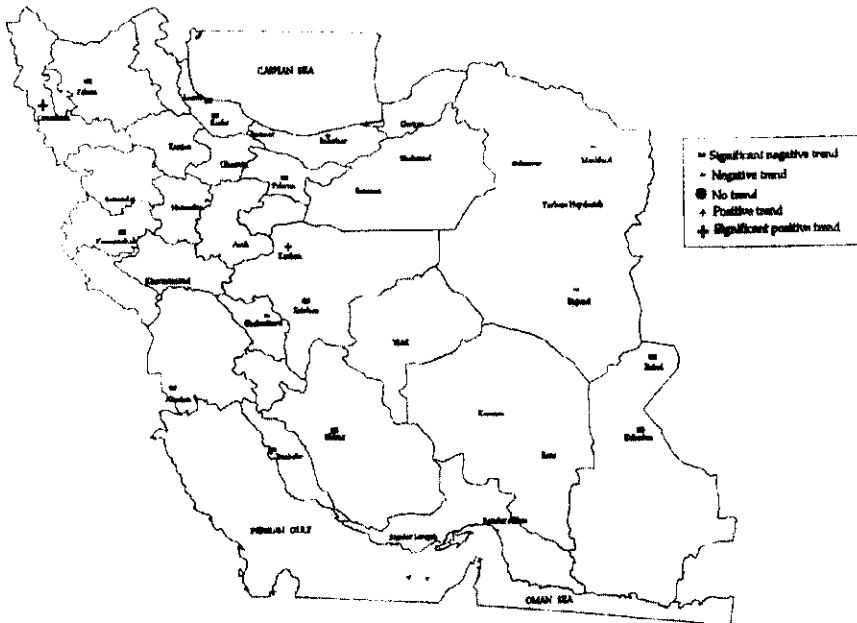
۴- نرخ کاهش دمای حداکثر در بعضی از ایستگاه‌های ساحلی مانند آبادان، بندر انزلی و بندر لنگه (۱) که نرخ افزایش دمای حداقل داشته‌اند، مشاهده شده است. در بررسی مقالات متعدد در این زمینه ملاحظه گردید که کاهش دمای حداکثر همراه با نرخ افزایشی دمای حداکثر در نقاط دیگر دنیا محتمل است که در این هنگام بررسی رابطه بین ابرناکی و دمای حداکثر DTR می‌تواند علل این نوع رفتار را تعبیر نماید (Tuomenvirta et al, 2000).

۵- با توجه به نرخ افزایشی شدیدتر دمای حداقل نسبت به دمای حداکثر، میزان کاهش DTR یا $(T_{max} - T_{min})$ به عنوان نمونه کاهش میزان DTR در ایستگاه اصفهان در شکل

۷ ارائه شده است. در شکل ۸ که معنی داری روند DTR در ایستگاه‌های منتخب نمایش داده شده است، ملاحظه می‌شود که کاهش DTR در ایستگاه‌های کشور قابل توجه می‌باشد.



شکل ۷ روند خطی دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما (DTR) ایستگاه اصفهان

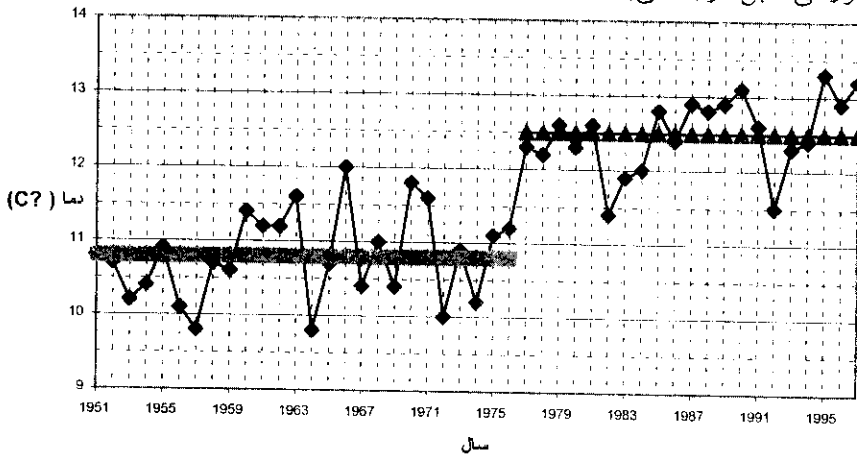


شکل ۸ معنی داری روند خطی دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما در ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه وجود روند معنی دار مثبت، منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی

۶- روند دمای میانگین سالانه اغلب ایستگاه‌ها نرخ افزایشی دارد.

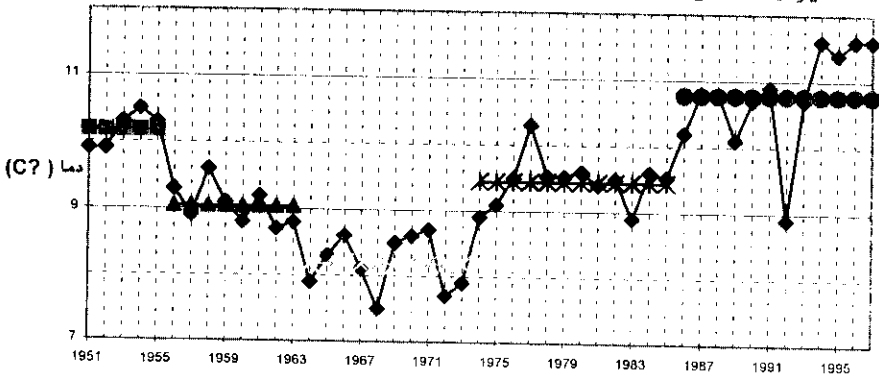
۷- میانگین سالانه دما در اغلب ایستگاه‌هایی که داده‌های آنها از کیفیت بهتری برخوردار بوده و عابری از اشکالات مطروحه فوق است، در دهه ۸۰-۱۹۷۱ دارای جهش

افزایشی هستند و با توجه به وجود این مورد در دنیا، اهمیت موضوع بیشتر آشکار می‌شود. در شکل ۹ جهش در دمای حداقل ایستگاه تهران- مهرآباد به عنوان نمونه ارائه شده است. بر اساس فصل دوم و به خصوص بند ۲-۶-۲ گزارش ارزیابی سوم IPCC دمای حداقل برای هر دو نیمکره در دهه ۱۹۷۰ میلادی سازگار با تغییر در پدیده النینو و گرم‌تر شدن دمای آب دریا در بخش‌های مرکزی و شرقی اقیانوس آرام حاره‌ای، جهش داشته است. در اغلب ایستگاه‌ها معنی‌داری جهش دما در دهه ۷۰ نسبت به سایر دهه‌های مورد بررسی قابل توجه می‌باشد.



شکل ۹ جهش در سری دمای حداقل در ایستگاه تهران- مهرآباد

۸- علاوه بر جهش در دهه ۷۰، جهش‌های افزایشی معنی‌دار در کوتاه مدت به خصوص بعد از دهه ۱۹۷۰ در بعضی از شهرها دیده می‌شود، برای مثال جهش دما در ایستگاه شیراز در نمودار ۱۰ نمایش داده شده است.



شکل ۱۰ جهش در سری دمای حداقل در ایستگاه شیراز

۹- جهش در سری‌های دمای حداکثر غالباً حالت دوره‌ای را نمایش می‌دهد و با جهش در سری‌های دمای حداقل کمی متفاوت می‌باشد.

۱۰- حالت ایستایی دمای میانگین در چند ایستگاه مانند زاهدان و بندر انزلی و تا حدودی در ایستگاه آبادان به دلیل افزایش دمای حداقل و کاهش دمای حداکثر به وقوع پیوسته است.

۱۱- خطوط روند سالانه و فصلی دمای حداکثر و حداقل و میانگین سالانه دما در اکثر موارد به صورت افزایشی و تقریباً به موازات یکدیگر به وقوع پیوسته است.

جمع‌بندی و ملاحظات نهایی

نتایج حاصل از بررسی‌ها نشان می‌دهد که علت ناهمگنی دما می‌تواند ناشی از عوامل انسانی شامل تغییرات مکانی، ادواتی و ... ایستگاه‌ها و عوامل طبیعی چون روند باشد که تفکیک آنها برای عنصر دما در مقایسه با سایر عناصر آسان‌تر است. تغییرات دما حاصل از تغییرات مکانی، ادواتی، ... عمدتاً خود را به صورت جهش‌های کاملاً مشخص نشان داده‌اند، اما جهش دما که در خیلی از ایستگاه‌های کشور در دهه ۷۰ میلادی مشاهده شده است با آنچه که در بسیاری از نقاط دیگر دنیا اتفاق افتاده است هماهنگی دارد. روند افزایشی میانگین دمای حداقل در اکثر شهرهای کشور به ویژه در شهرهایی که گسترش زیاد داشته‌اند مشاهده شده است. به علت همراهی این روند افزایشی میانگین دمای حداقل با رفتارهای متفاوت میانگین دمای حداکثر (ایستایی، روند افزایشی ضعیف و روند کاهشی) در اکثر شهرهای کشور شاهد کاهش DTR بوده‌ایم. با تأثیرپذیری دمای میانگین از دو دمای فوق، رفتار آن بیشتر به رفتار دمای حداقل نزدیک است. روند فصلی هر سه دما در مقایسه با روند فصلی سایر عناصر یکنواخت‌تر به نظر می‌رسد به طوری که خطوط روند فصلی پارامترهای مربوط به دما به موازات یکدیگر است.

تشکر و قدردانی

این مقاله قسمتی از نتایج پروژه آشکارسازی آماری تغییر اقلیم در ایران است که در پژوهشکده هواشناسی انجام شده است. جا دارد از حمایت‌های مسئولین و دست‌اندرکاران سازمان هواشناسی کشور و همچنین این پژوهشکده که امکانات لازم در جهت انجام این پروژه را فراهم نمودند، تشکر و قدردانی شود.

پی‌نوشتها

Archive of SID

۱. البته با توجه به اینکه محل ایستگاه بندرلنگه با جابجایی زیاد از داخل شهر به خارج از آن رفته است، از دیدگاه ما دارای اطلاعات ناهمگن از نوع انسانی بوده و غیر قابل استناد است، فقط چون یک ایستگاه ساحلی است مورد توجه قرار گرفته است.

منابع و مأخذ

۱. باقری، عبدالرضا و عوض؛ کوچکی (۱۳۷۶)؛ "گرم شدن کره زمین و ضرورت تدوین طرحهای به نژادی"، نیوار، شماره ۳۳، ص ۱۸-۹.
۲. بختیاری، بهرام (۱۳۸۱)؛ "نگرشی تحلیلی بر تغییر اقلیم بارندگی و دمای شهر کرمان"، کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.
۳. براتیان، علی و رحیمزاده، فاطمه (۱۳۷۷)؛ "پارامترهای مؤثر بر تغییر اقلیم"، نیوار، شماره ۳۷، ص ۴۷-۵۸.
۴. جهادی طرقي، مهناز (۱۳۷۸)؛ "تعیین تغییرات دما و بارش شهر مشهد طی دوره آماری ۱۹۴-۱۹۵۱"، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۴ و ۵۵، ص ۱۶۵-۱۵۱.
۵. رسولی، علی اکبر (۱۳۸۱)؛ "تحلیل مقدماتی سری‌های زمانی دمای هوای شهر تبریز"، نیوار، شماره ۴۶ و ۴۷، ص ۲۶-۷.
۶. عسگری، احمد (۱۳۷۲)؛ "تغییر اقلیم"، نیوار، شماره ۱۳ تا ۱۶، ص ۵۵-۴۷.
۷. علیجانی، بهلول (۱۳۷۵)؛ "تغییرات زمانی دمای تهران، خلاصه مقالات، اولین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم".
۸. نوریان، علیمحمد (۱۳۷۶)؛ "تردیده‌های علمی در تغییر اقلیم کره زمین"، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۵، ص ۱۲-۶.

9. Buishand, J.A (1982); "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records", J. Hydro, 58, 11-27.
10. Conrad, U. and L.K., Pollack (1962); "Methods in Climatology" Cambridge (USA).
11. David, R.E., et al (1997); "Maximum and minimum temperature trend for the globe", Science, vol. 227, No. 5324.
12. IPCC (2001); "Climate change 2001, Scientific basis", Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
13. Karl, T.R. et al (1993); "Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature", Bull. Am. Meteor. Soc., 74, 1007-1023.
14. Kruskal, W. H (1952); "A nonparametric test for the several problems. Annals of Mathematical Statistics", 23, 525-540.
15. Kruskal, W. H. and Wallis W.A (1952); "Use of rank in one-criterion variance analysis". Journal of American Association, , 47, 583-621.
16. Lysgaard, L (1948); "Recent climate fluctuations" . Nature, 161, 442-443.
17. Lewis, L.F; "Variations of temperature in London during 1764-1939", Meteor. Mag., 1947, 135-138.
18. Maidment, D.R (1993); "Handbook of Hydrology" Mc-Grawhill.
19. Mitchell. J.M. Dzerdzeuskii. B. Flohn. H. Hofmeyer. W.L. Lamb, H.H. Rao K.N. and Walle'n, C.C (1966); "Climatic Change", WMO Publ. No. 195 (Tech. Note No. 79), Geneva.
20. Shonwiese, C.D. Malcher. J. and Hartmann. C (1990); "Globale Statistic Langer Temperatur and Nieder Schagstreihen", Report No. 65 Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main:2ned, 1986.
21. Tuomenvirta, Heilri and Hans. Aleandersson and Achim, Drebs and Povl, Frich and Per Oyvind, Nordli (2000); "Trends in Nordic and Arctic Temperature Extreme and Ranges", J of Climate, 13: 977-990.
22. WCDMP (1997); "Progress report to CCI on statistical methods (prepared by C. D. Schonwiese)" . WMO/TD No. 834. World Meteorological Organization, Geneva, No., 32.
23. WCDMP (2001); "Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs" . WMO/TD No. 1071, World Meteorological Organization, Geneva, No., 47.
24. WMO (1982); "Abridged final report of 8th session of commission for climatology and application of meteorology (now referred as CCL)", Washington, D.C., 19-30 May, No. 600.
25. Worsley, K.J (1979); "On the likelihood ratio test for a shift in location of normal populations", J.Am. Stat. Assoc., 74: 365-367.
26. Vandenplas, A (1948); "Variation seculaire de La temperature a Bruxelles-Uccle", Inst.R. Meteor. de Belgique. Misc. n35. 16P.