

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۰ - پاییز و زمستان ۱۳۸۶

صص: ۱۹۸-۱۸۳

وصول مقاله: ۱۳۸۵/۱۱/۱۰

تأیید نهایی: ۱۳۸۶/۸/۱۹

تحلیل تغییرات زمانی - مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران

دکتر بهروز ساری صراف
دانشیار جغرافیا طبیعی دانشگاه تبریز

دکتر مجید زاهدی
دانشیار جغرافیا طبیعی دانشگاه تبریز

جاوید جامعی
دانشجوی دکتری جغرافیا طبیعی دانشگاه تبریز

چکیده

در این مقاله به منظور شناسایی تغییرات زمانی - مکانی دمای شمال غرب ایران از ۱۹ ایستگاه سینوپتیک منطقه که دارای دوره‌ی آماری کامل‌تری بوده‌اند، استفاده شده است. ابتدا تغییرات فضایی دمای منطقه بر اساس شاخص‌های مرکزی و پراکندگی آماری مورد مطالعه قرار گرفت و با استفاده از روش میانبایی¹ TPSS که کمترین خطای MAE² را داشته، اقدام به ترسیم منحنی‌های هم‌دما و ضریب تغییرات گردید. سپس بر اساس روش‌های آماری به بررسی تغییرات زمانی دمای شمال غرب پرداخته شد. علاوه بر استفاده از روش پارامتری رگرسیون خطی با توجه به ماهیت غیرخطی بودن عناصر اقلیمی از روش ناپارامتری من-کندال (به عنوان روشی توزیع آزاد) بهره گرفته شده است. نتایج مأخوذه نشان می‌دهد که شمال غرب ایران در دوره‌ی آماری مورد مطالعه منطقه‌ی همگنی از لحاظ دمایی نبوده و متوسط دمای سالانه بار تفاع رابطه‌ی معکوس و معنی‌داری داشته است. نتایج نشان می‌دهد، دوره میانگین دمای سالانه در بیشتر مناطق شمال غرب به تدریج افزایش یافته است. از حیث تغییرات بارشی، نواحی سردتر و مرتفع‌تر نظام بارشی متغیرتری را تجربه نموده‌اند. اکثر مناطق شمال غرب کشور با روند افزایشی دما مواجه بوده و این گرمایش از غرب به شرق بارزتر است. البته در نوار باریکی از غرب منطقه‌ی مورد مطالعه روند کاهشی دما به صورت معنی‌دار اتفاق افتاده است.

کلیدواژه‌ها: دما، تغییر اقلیم، آمار ناپارامتری، آزمون من-کندال، شمال غرب ایران.

مقدمه

تغییر اقلیم پدیده‌ی پیچیده اتمسفری- اقیانوسی است که علل وقوع آن به دو دسته‌ی کیهانی و زمینی تقسیم می‌شود. تغییر اقلیم به معنای عام کلمه، بحثی است که به اقلیم و

1- Thin Plate Smoothing Spline(TPSS)

2 -Mean Absolute Error

چگونگی تغییرات و نوسانات آن در دوران‌های متفاوت زمین‌شناسی می‌پردازد. تغییر اقلیم دهه‌های اخیر بیشتر متأثر از فعالیت‌های انسانی است (عزیزی، ۱۳۸۳: ۵۵). دگرگونی‌های اقلیمی پس خوریا واکنش اقلیم در مقابل عوامل تأثیرگذار است. در صورت مثبت بودن واکنش شدت و جهت دگرگونی افزایش می‌یابد و بالعکس. دگرگونی‌های اقلیمی شامل انواع متفاوتی همانند: تغییرات، نوسانات و... است (عساکره، ۱۳۷۷: ۳۹-۳۸). به دنبال دگرگونی‌های اقلیم در دوران‌های مختلف زمین‌شناسی، اقلیم جهانی در مقیاس‌های کوچکتر از دوره‌های یخچالی نیز تغییر می‌کند. بطوری‌که در ۱۵۰۰ سال گذشته زمین چندین بار روند گرمایشی و سرمایشی را تجربه کرده است. در حدود سال ۱۴۰۰ یخچال‌ها پیشروی کردند و دوره‌ی سرما آغاز شد، از سال ۱۷۵۰ روند گرمایشی دما آغاز شد و تا ۱۹۴۰ ادامه یافت، سپس هوا دوباره رو به سردی نهاد. طی دهه‌ی ۱۹۵۰ دما تعدیل شد و در دهه‌ی ۱۹۶۰ دوباره روند سرمایشی حاکم گردید و از آن زمان تا بحال روند مذکور بر عکس شده است. میانگین دمای سالانه‌ی کره‌ی زمین طی این مدت حدود ۰/۵ تا ۰/۷ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است. شش سال از گرمترین سال‌های قرن بیستم از سال ۱۹۸۰ به بعد بوده و سال ۱۹۹۰ گرمترین سال تا نیمه‌ی اول دهه‌ی ۹۰ معرفی شده است (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۰: ۳۵۰).

گزارش کمیته بین‌الدول تغییر اقلیم^۱ در سال ۲۰۰۱ حاکی از تغییر اقلیم کره زمین است. بنابر یافته‌های کمیته مذکور دمای کره زمین از ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰ از ۱ تا ۴/۵ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا کرده است، که بیشترین نتایج مثبتی بر افزایش ۲/۵ درجه سانتی‌گرادی است. بین تغییرات دمای کره زمین و دو برابر شدن غلظت دی‌اکسیدکربن ارتباط مستقیمی وجود دارد (IPCC, 2001: 1009).

تغییر اقلیم با منشأ انسانی و تغییر در نوسانات اقلیمی باعث دگرگونی‌های عمده‌ی جهانی در حال و آینده می‌گردد طبق آخرین یافته‌های دانشمندان در رابطه با آب و هوای زمین، میانگین دمای سطحی کره زمین در حدود $0/2 \pm 0/6$ درجه سانتی‌گراد در نیم قرن اخیر افزایش داشته است. نیمکره‌ی شمالی مابین سال‌های ۱۹۴۶ تا ۱۹۷۵ دارای روند کاهش دما بوده است ولی برای نیمکره جنوبی حالت عکس اتفاق افتاده است. در حالیکه دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۶ اقلیم روند گرمایش جهانی را به خود دیده، که وقوع آن در نواحی قاره‌ای نیمکره شمالی در فصول زمستان و بهار بارزتر است (تورکش، ۲۰۰۲: ۹۴۷).

روند بارش و دما در کل جهان یکسو نیست. تغییرات آب و هوا الزاماً به معنی تغییر توأمان بارش و دما نمی‌باشد. احتمالاً بارش در عرض‌های بالا در فصول سرد تمرکز بیشتری پیدا می‌کند (کلارک، ۲۰۰۳: ۲۰۸).

پیشینه‌ی تحقیق

تورکش و همکاران (۲۰۰۲) به بررسی تغییرات درجه‌ی حرارت (حداقل، متوسط و حداکثر) ترکیه پرداخته‌اند. جهت نیل به این امر از ۷۵ ایستگاه کلیماتولوژی سراسر ترکیه در طی دوره‌ی زمانی ۱۹۹۹-۱۹۲۹ بهره گرفته شده و سپس به مطالعه و آنالیز توزیع فضایی - زمانی دمای ترکیه اقدام کرده‌اند.

مواردی که تورکش و همکاران در تجزیه و تحلیل سری زمانی دمای ترکیه مدنظر قرار دادند عبارتست از: روند درازمدت، نقاط تغییر، فازهای گرمایشی (سرمايشی) و روند خطی دهه‌ای. در پژوهش مذکور محققان از آزمون‌های ناپارامتری من-کندال و همبستگی رتبه‌ای^۱ W-W جهت شناسایی رفتار زمانی دمای ترکیه استفاده نموده‌اند. همچنین تأثیر شهرنشینی بر تغییرات دمای ترکیه مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصله از تحقیق تورکش و همکارانش بدین شرح است: دمای متوسط بهار، زمستان و سالانه افزایش پیدا کرده و مقدار این افزایش در نواحی جنوب ترکیه محسوس‌تر بوده است. دمای متوسط تابستان و پاییز، خصوصاً در نواحی شمالی و داخلی، روند کاهشی داشته است. حداکثر دمای تابستان، بهار، زمستان و سالانه در تمامی ایستگاه‌ها بجز نواحی مرکزی آناتولی، دریای سیاه و قسمتی از نواحی شرق آناتولی افزایش یافته است. حداکثر دمای پاییزه بجز نواحی دریای اژه کاهش جزئی داشته است. اکثر مناطقی که با پدیده‌ی شهرنشینی مواجه بوده‌اند، گرمایش شبانه، بخصوص در دوره‌های گرم و خشک سال، را تجربه کرده‌اند. حداقل دمای سالانه در اکثر نقاط ترکیه با ۰.۹۹٪ اطمینان روند افزایشی داشته است. حداقل دمای پاییز و زمستان در اکثر ترکیه خصوصاً نواحی دریای مدیترانه افزایش پیدا کرده است. مقدار گرمایش شبانه تابستان بطور کلی بیش از بهار و پاییز بوده است، از طرف دیگر گرمایش شبانه تابستان و بهار بیش از گرمایش روزانه‌ی آنها می‌باشد. در کل وقوع گرمایش شبانه در نقاط شهری امری طبیعی و معنی‌دار است. پرئودر و همکاران (۱۹۹۷) از دماهای ایستگاه‌های زمینی و تصاویر ماهواره‌ای در مقیاس فصلی و سالانه به منظور شناخت تغییرات و نوسانات دمای یونان استفاده نموده‌اند. طبق نتایج تحقیق اکثر ایستگاه‌های یونان در دوره ۱۹۹۳-۱۹۵۱ دارای روند منفی زمستانه بوده‌اند و میانگین دماهای تابستانه و سالانه نیز روند منفی داشته‌اند. البته روند اخیر تا نیمه‌ی اول دهه‌ی ۱۹۷۰ تدوام داشته است. از ۱۹۷۵ میانگین دمای تابستانه دارای روند افزایشی بوده، که تصاویر ماهواره‌ای نیز گرمایش معنی‌دار دوره‌ی اخیر را تأیید می‌کنند. خسروی و همکاران (۱۳۸۲) سری‌های زمانی درجه‌ی حرارت فصلی ایستگاه مشهد را جهت مطالعه‌ی تغییر اقلیم به کار گرفته‌اند. در تحقیق مذکور ابتدا مؤلفه‌های اولیه و ثانویه دمای مشهد استخراج گردیده و

سپس روند دما با استفاده از سه مدل خطی، درجه‌ی دوم و نمایی مورد مقایسه قرار گرفته است. روش‌های مورد استفاده در این تحقیق متنوع است، که مهمترین آنها عبارتند از: محاسبات روند، میانگین متحرک، هموارسازی نمایی، تحلیل همبستگی، آزمون t-student و آزمون‌های ناپارامتری.

در بخش دیگری از این تحقیق به مقایسه‌ی دمای مشهد با میانگین دمای کره‌ی زمین نیمکره‌ی شمالی، عرض ۳۰-۰ درجه شمالی و ۶۰-۳۰ درجه‌ی شمالی پرداخته‌اند، و نتایج حاصله بدین شرح است: در فصول بهار و تابستان انطباق نسبی و معنی‌داری بین دمای مشهد و سری‌های مورد مقایسه وجود دارد. در فصل پاییز هیچ نوع همبستگی مشخصی بین سری‌ها وجود ندارد. روند افزایش دمای مشهد در سال‌های اخیر مشهود بوده، چنانکه از ۱۹۹۰ تاکنون دما افزایش معنی‌داری داشته و در سال ۲۱۰۰ دو درجه نسبت به سال ۲۰۰۰ افزایش پیدا کرده است. در نهایت بهترین مدل جهت پیش‌بینی دمای ایستگاه که بیشترین تناسب را با مدل‌ها و سناریوهای IPCC^۱ داشته، مدل رشدنمایی معرفی شده است.

عساکره و غیور (۱۳۸۲) به تحقیق در تغییرات بلندمدت (روند) و کوتاه‌مدت (فازها و چرخه‌ها) عناصر دمایی سطح زمین پرداخته‌اند که بیشتر به بیان مطالعات و نظریات مربوط به تغییرات دمایی کره زمین پرداخته شده است. همچنین از روش ARIMA^۲ جهت تشخیص پیش‌بینی تغییرات استفاده شده است که برای مطالعه داده‌های غیرفصلی و ناپایا روش مناسبی تلقی می‌شود.

نتایج مآخوذه عبارتست از: علاوه بر روند افزایشی، فازهای سه‌گانه، چرخه‌های چند ساله و چندین مولفه‌ی تصادفی که در دمای سده اخیر کره زمین رخ داده است. تغییر در غلظت گازهای گلخانه‌ای جو عامل اصلی در تغییرات بلندمدت دمای سده اخیر بوده، اما تغییرات کوتاه‌مدت به عوامل طبیعی نسبت داده می‌شود. حساسیت اقلیم در مقابل دو برابر شدن گازهای گلخانه‌ای در بازه‌ی ۰/۴۹ تا ۲/۹ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد. وجود تفاضل مرتبه اول در مدل‌های ARIMA حاکی از روند خطی داده‌ها است.

علاوه بر مطالعات مذکور می‌توان به تحقیقات کارل و همکاران (۱۹۹۳)، صراف و جامعی (۱۳۸۲)، زاهدی و جامعی (۱۳۸۵) و نوریان (۱۳۷۶) اشاره نمود که به بحث تغییر اقلیم و نقش روش‌های آماری در بررسی تغییرات اقلیمی پرداخته‌اند.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق سعی بر آنست که تغییرات دمایی شمال غرب کشور طی دهه‌های اخیر و بر اساس روش‌های آماری توصیف شود. مختصات جغرافیایی و ویژگی‌های آماری ایستگاه‌های

1- Intergovernmental Panel on Climate Change

2- Autoregressive Integrated Moving Average

مورد مطالعه در جدول شماره ۱ ارایه شده است. ابتدا جهت توصیف ویژگی‌های عمومی درجه حرارت منطقه با ترسیم نقشه همدمای شمال غرب کشور در محیط GIS^۱ و با استفاده از روش‌های زمین آماری^۲ و روش میانمایی^۳ TPSS پراکنش مکانی متوسط دمای سالانه مورد بررسی قرار گرفته است. شناسایی تغییرات دمایی منطقه با استفاده از شاخص پراکندگی CV^۴ انجام شده است. کاربرد روش‌های آماری به منظور شناخت رفتار خطی و غیرخطی عناصر اقلیمی و شناخت روند درازمدت عناصر مذکور مطمئن و معمول است. جهت شناخت رفتار خطی و ترسیم خط روند و محاسبه شیب آن از رگرسیون خطی بر اساس حداقل مربعات استفاده شده است (غیور و عساکره، ۱۳۸۲: ۱۲۷).

$$a = Y - \beta t \quad (۱)$$

در فرمول شماره ۱، Y دما بر حسب درجه سانتی‌گراد و t زمان بر حسب سال می‌باشد. محاسبه ی β (شیب خط روند) نیز بر اساس فرمول زیر انجام می‌گیرد:

$$\beta = \frac{\sum (t - \bar{t})(Y - \bar{Y})}{\sum (t - \bar{t})^2} \quad (۲)$$

جهت شناسایی تصادفی نبودن شیب خط (β) و اینکه از لحاظ آماری معنی‌دار باشد، محاسبه ی خطای استاندارد شیب طبق فرمول زیر انجام می‌گیرد.

$$SE(\beta) = \sqrt{\frac{12 \sum (Y - a - \beta)^2}{(n - 2)n(n^2 - 1)}} \quad (۳)$$

آزمون فرض صفر ($H_0: \beta = 0$) که نشان‌دهنده ی نبود وجود شیب و عدم روند کاهشی یا افزایشی دما می‌باشد و تنها زمانی رد می‌شود که $t_0 = \frac{\beta}{SE(\beta)}$ بیشتر از میزان به دست آمده از جدول t استودنت با n-2 درجه آزادی باشد. برخی سری‌های اقلیمی به طور کلی از توزیع نرمال (بهنجار) تبعیت نمی‌کنند، در این صورت می‌توان از آزمون رتبه‌ای استفاده نمود. این قبیل آزمون‌ها بسیار زیاد بوده و هر یک توانایی‌ها و ضعف‌های خاص خود را دارند. یکی از این آزمون‌ها به روش من - کندال معروف است. این آزمون نیاز به توزیع فراوانی نرمال یا خطی بودن رفتار داده‌ها نداشته و در برابر مقادیر فرین برای مثال داده‌هایی که کشیدگی زیاد دارند

1- Geographical Information System
2- Geostatistics
3- Thin Plate Smoothing Spline(TPSS)
4- Coefficient of Variation

مانند (داده‌های بارندگی) و داده‌هایی که از رفتار خطی انحراف چشمگیری دارند بسیار قوی بوده و به منظور ارزیابی روند به کار می‌روند (عساکره و غیور، ۱۳۸۲: ۲۵۵). مراحل اجرای آزمون بطور اختصار به شرح زیر است: داده‌ها را رتبه‌بندی نموده و آماره t_i (نسبت رتبه I به رتبه‌های ماقبل) را محاسبه نموده، سپس فراوانی تجمعی آماره t_i ($\sum t_i$) را به دست می‌آوریم. امید ریاضی، واریانس و شاخص من-کندال بر اساس فرمول‌های زیر محاسبه می‌شوند (تورکش و همکاران، ۱۹۹۶: ۱۰۶۲؛ لانا و همکاران، ۲۰۰۳: ۳۲۰؛ لانا و همکاران، ۲۰۰۴: ۶۲۷؛ سلسی و همکاران، ۲۰۰۴: ۹۷۶).

$$E_i = \frac{n_i(n_i - 1)}{4} \quad (۴)$$

$$V_i = \frac{n_i(n_i - 1)(2n_i + 5)}{72} \quad (۵)$$

$$U_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V_i}} \quad (۶)$$

در روابط شماره ۵ و ۶ n_i ترتیب زمانی داده‌ها می‌باشد. این شاخص دارای توزیع نرمال است، لذا جهت شناسایی معنی‌دار بودن از جدول منحنی نرمال استفاده می‌شود. برای بررسی تغییرات باید شاخص U'_I نیز تعیین شود. مراحل محاسبه U'_I بدین شرح است: داده‌ها را رتبه‌بندی نموده و آماره t'_I (نسبت رتبه I به رتبه‌های مابعد) را مشخص کرده و سپس فراوانی تجمعی t'_I ($\sum t'_I$) محاسبه می‌شود. امید ریاضی، واریانس و شاخص U'_I به شرح زیر محاسبه می‌شوند:

$$E'_i = \frac{[N - (n_i - 1)](N - n_i)}{4} \quad (۷)$$

$$V'_i = \frac{[N - (n_i - 1)](N - n_i)[2(N - (n_i - 1))] + 5}{72} \quad (۸)$$

$$U'_i = \frac{-(\sum t'_i - E'_i)}{\sqrt{V'_i}} \quad (۹)$$

در روابط شماره ۷ و ۸ حجم نمونه‌ی آماری مورد مطالعه است. محل تلاقی شاخص U_i و U'_I با محدوده‌ی ۹۵ درصد اطمینان نشان‌دهنده‌ی تغییرات سری زمانی بوده و رفتار U_i بعد از محل تلاقی وضعیت روند (کاهشی یا افزایشی) سری را نشان می‌دهد. عدم تلاقی دو شاخص معرف عدم روند سری می‌باشد.

ویژگی‌های عمومی دما

مقادیر دمای ایران از شمال به جنوب و از غرب به شرق افزایش دارد. به طوری که بالاترین دماها در نواحی جنوبی کشور و پایین‌ترین آنها در قسمت‌های شمالی مشاهده می‌شوند. این

وضعیت در تمام متغیرهای حرارتی مانند بالاترین دمای روز و پایین‌ترین دمای شب و یا متوسط روزها مشهود است. علت این ویژگی وجود ارتفاعات در شمال و غرب کشور و کاهش تدریجی زاویه تابش به طرف شمال است (علیچانی، ۱۳۷۴: ۵۱).

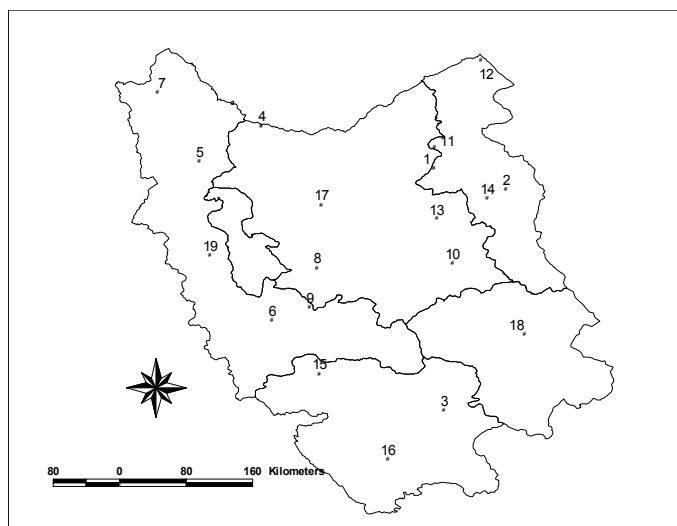
جدول شماره ۱: مختصات جغرافیایی و ویژگی‌های آماری ایستگاه‌های شمال غرب کشور

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	طول سری	میانگین (سانتی - گراد)	ضریب تغییرات
۱	اهر	۴۷/۰۳	۳۸/۲۹	۱۱۵۷	(۱۹۶۰-۲۰۰۳)	۱۰,۴۰	۸/۲۳
۲	اردبیل	۴۸/۱۷	۳۸/۱۵	۱۳۳۲	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۹,۰۹	۱۲/۸
۳	بیجار	۴۷/۳۷	۳۵/۵۳	۱۹۴۰	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۹,۴۰	۱۸
۴	جلفا	۴۵/۳۸	۳۸/۵۶	۷۰۴	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۵,۰۰	۶/۸۳
۵	خوی	۴۴/۵۸	۳۸/۳۳	۱۱۰۳	(۱۹۶۰-۲۰۰۳)	۱۱,۹۰	۱۰/۴
۶	مهاباد	۴۵/۴۵	۳۶/۵	۱۳۳۳	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۲,۰۰	۱۰/۴
۷	ماکو	۴۴/۳۱	۳۶/۱۸	۱۶۳۴	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۰,۷۰	۱۲/۳
۸	مرآغه	۴۶/۱۶	۳۷/۲۴	۱۴۷۷	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۲,۶۰	۷/۶۵
۹	میاندوآب	۴۶/۰۹	۳۶/۵۸	۱۳۱۴	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۲,۲۰	۸/۰۴
۱۰	میانه	۴۷/۴۲	۳۷/۲۷	۱۱۱۰	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۳,۲۰	۸/۰۶
۱۱	مشیران	۴۷/۳۱	۳۸/۴۲	۶۵۳	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۳,۶۰	۷/۶۳
۱۲	پارس آباد	۴۸/۰۱	۳۹/۳۹	۴۴	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۴,۸۰	۵/۸۶
۱۳	سراب	۴۷/۳۲	۳۷/۵۶	۱۶۸۲	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۸,۷۴	۱۶
۱۴	سرعین	۴۸/۰۵	۳۸/۰۹	۱۷۵۰	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۷,۸۶	۹/۶۸
۱۵	سقز	۴۶/۱۸	۳۶/۱۵	۱۵۲۲	(۱۹۶۱-۲۰۰۳)	۱۱,۱۰	۱۰/۶
۱۶	سنندج	۴۷	۳۵/۲	۱۳۷۳	(۱۹۶۰-۲۰۰۳)	۱۳,۴۰	۶/۹
۱۷	تبریز	۴۶/۱۷	۳۸/۰۵	۱۳۶۱	(۱۹۵۱-۲۰۰۳)	۱۲,۴۰	۷/۵۹
۱۸	زنجان	۴۸/۲۹	۳۶/۴۱	۱۶۶۳	(۱۹۵۷-۲۰۰۳)	۱۱,۰۰	۷/۵۴
۱۹	ارومیه	۴۵/۰۵	۳۷/۳۲	۱۳۱۳	(۱۹۵۱-۲۰۰۳)	۱۱,۵۰	۱۰

مأخذ: نگارنده

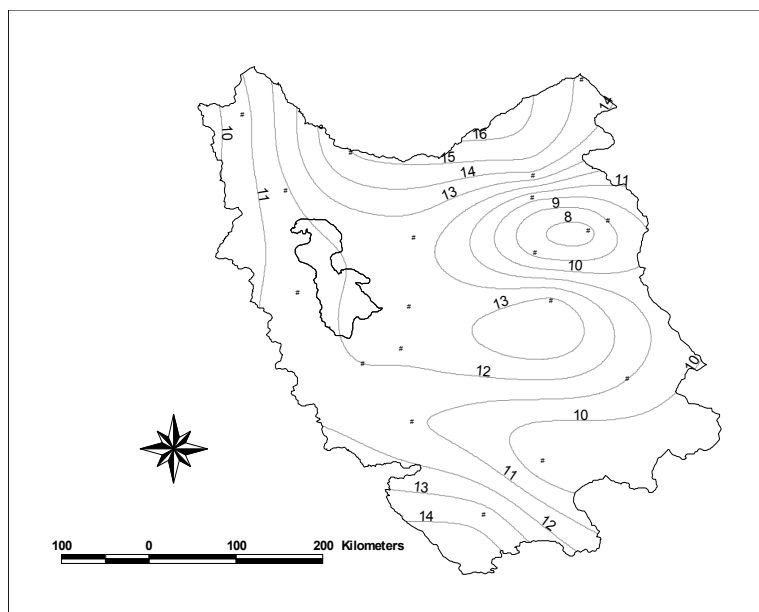
متوسط دمای سالیانه ایستگاه‌های شمال غرب ایران ۱/۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه‌ی منطقه‌ی شمال غرب ایران در شکل ۱ ارایه شده است. شکل ۲ منحنی‌های همدمای منطقه‌ی شمال غرب را نشان می‌دهد. با توجه به

شکل هسته کمینه دما بر مرکز استان اردبیل قرار گرفته است و بیشترین دما نیز مربوط به نواحی شمال استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل (اطراف رودارس) می‌باشد. قسمت اعظم استان‌های آذربایجان شرقی، کردستان و شمال اردبیل دمای بالاتر از میانگین داشته، در حالیکه استان آذربایجان غربی، مرکز و جنوب اردبیل و زنجان سردتر از دیگر نقاط بوده‌اند. سال‌های ۱۹۷۲، ۱۹۹۲ و ۱۹۷۳ به ترتیب با ۹/۶، ۱۰/۱ و ۱۰/۳ درجه‌ی سانتی‌گراد سردترین سال‌های منطقه شمال غرب ایران در طی دوره‌ی زمانی مورد مطالعه بوده‌اند. همچنین سال‌های ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و ۱۹۹۸ نیز با ۱۳/۳، ۱۳/۱ و ۱۲/۷ درجه سانتی‌گراد جزء گرمترین سال‌ها به شمار می‌روند. ایستگاه جلفا با متوسط دمای سالانه ۱۵ درجه سانتی‌گراد گرمترین و ایستگاه سرعین با دمای ۷/۹ درجه سانتی‌گراد سردترین ایستگاه منطقه‌ی مورد مطالعه هستند. متوسط دمای سالانه و ارتفاع دارای ضریب همبستگی ۰/۷۶- می‌باشند، که با اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار است. معکوس بودن ضریب همبستگی دو متغیر با توجه به افت محیطی دما امری طبیعی است. علیرغم وجود چنین ضریب همبستگی بالای سردترین ایستگاه (سرعین) جزء نقاط مرتفع منطقه به شمار نمی‌رود. در کل عرض جغرافیایی با متوسط دمای سالیانه همبستگی قابل توجهی ندارند. استقرار ایستگاه‌های شمالی در مناطق پست دلیلی بر فقدان ارتباط قوی بین عرض جغرافیایی و دمای سالیانه است.

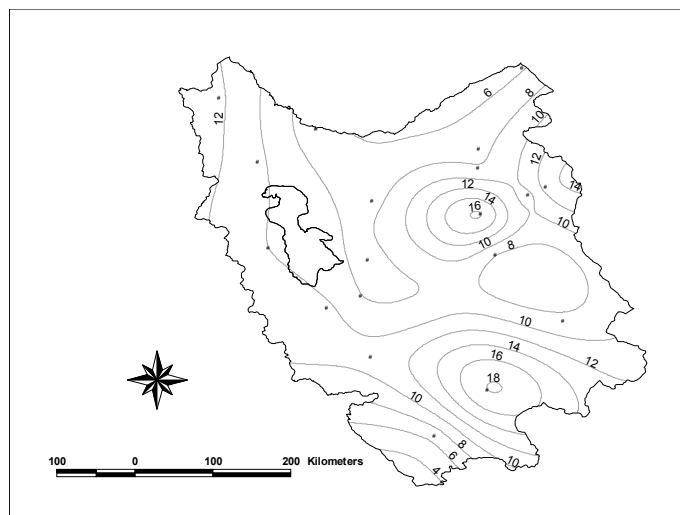


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منطقه شمال غرب ایران
(شماره‌ی ایستگاه‌ها بر حسب جدول ۱ منظور شده است) مأخذ: نگارنده

جهت توصیف پراکندگی دمای منطقه شمال غرب از شاخص ضریب تغییرات (CV) استفاده شد. شکل ۳ پراکنش مکانی ضریب تغییرات دمای سالانه منطقه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. متوسط ضریب تغییرات دمای سالانه منطقه مورد مطالعه ۱۰ درصد می‌باشد. جنوب شرق (استان زنجان)، شرق (مرکز استان اردبیل و نواحی شرقی آذربایجان شرقی) و گوشه‌ای از شمال غرب منطقه مورد مطالعه تغییرات دمایی بیشتری نسبت به سایر نواحی داشته‌اند. سال‌های ۱۹۶۶، ۱۹۶۷، ۱۹۸۷ کمترین و سال‌های ۱۹۷۲، ۱۹۷۴، ۱۹۷۶ بیشترین ضریب تغییرات را دارا می‌باشند و نواحی سردتر ضریب تغییرات بیشتری را داشته‌اند. ضریب همبستگی متوسط دما و پراکندگی آن $0/74-$ بوده که با ۹۵ درصد اطمینان معنی‌دار است. تغییرات دمایی نواحی مرتفع بیشتر از نواحی پست است بطوریکه ضریب همبستگی، ضریب تغییرات و ارتفاع $0/64$ بوده و در سطح $\alpha = 0/01$ معنی‌دار است. ایستگاه پارس‌آباد، پست‌ترین ایستگاه، با ۴۴ متر ارتفاع از سطح دریا کمترین ضریب تغییرات (۵/۸ درصد) و ایستگاه بیجار، بلندترین با ارتفاع ۱۹۴۰ متر بیشترین ضریب تغییرات (۱۸ درصد) را داشته‌اند.



شکل ۲: پراکنش مکانی میانگین دمای سالانه منطقه شمال غرب کشور
مأخذ: نگارنده

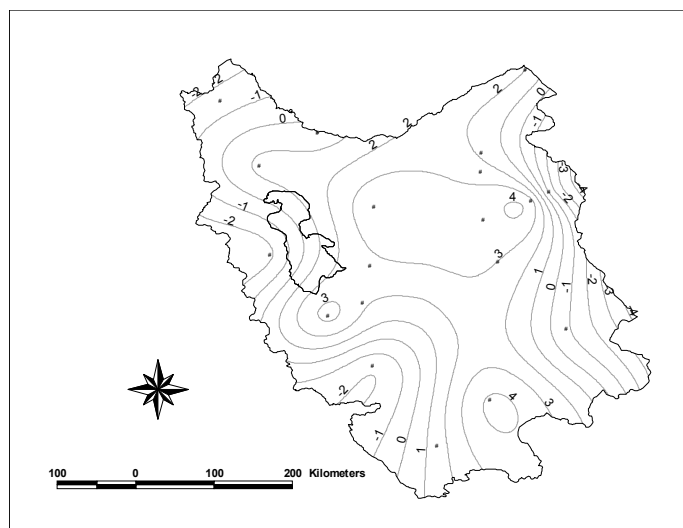


شکل ۳: پراکنش مکانی ضریب تغییرات (ΔT) دمای سالانه منطقه شمال غرب کشور
مأخذ: نگارنده

روند دما

روند تغییرات دمایی شمال غرب کشور بر مبنای شاخص من - کندال در شکل ۴ نشان داده شده است. روند دمای سالانه از دو نوع افزایشی و کاهش‌ی برخوردار است. نواحی مرکزی، شمالی و جنوبی محدوده‌ی مورد مطالعه دارای روند گرمایشی بوده، که بارز و معنی‌دار است. ایستگاه‌هایی که در طی دوره‌ی زمانی مورد مطالعه با افزایش دما مواجه بوده‌اند، عبارتند از: اهر، بیجار، مهاباد، مراغه، میانه، پارس‌آباد، سراب، سرعین و تبریز. در واقع قسمت اعظم ایستگاه‌های مورد مطالعه با پدیده‌ی گرم شدن هوا مواجه بوده‌اند. علاوه بر روند افزایشی، سرمایش هوا نیز در نوار باریکی از غرب و شرق منطقه‌ی مورد مطالعه رخ داده است، که ایستگاه‌های سقز و ارومیه با ۹۵ درصد اطمینان روند کاهش‌ی داشته‌اند. در ایستگاه‌های اردبیل و ماکو نیز روند کاهش‌ی دما به صورت غیر معنی‌دار اتفاق افتاده است.

ایستگاه‌های بیجار ($U_i = 4/15$) و ارومیه ($U_i = -2/12$) بالاترین روند افزایشی و کاهش‌ی دمای سالانه را تجربه نموده‌اند. تغییرات بلندمدت دمای سالانه با طول جغرافیایی رابطه‌ی مستقیم داشته و از غرب به شرق روند گرمایش دما بیشتر بوده است.



شکل ۴: توزیع مکانی روند دمای منطقه شمال غرب کشور براساس شاخص آماری من - کندال (U_1) (مأخذ: نگارنده)

شکل ۵ روند دهه‌ای دمای منطقه شمال غرب ایران را که توسط معادله رگرسیون محاسبه شده است، نشان می‌دهد. ایستگاه‌های طبق شماره‌های ارزیه شده در جدول ۱ نشان داده شده‌اند و ایستگاه‌هایی که با رنگ تیره مشخص گردیده‌اند با ۹۵ درصد اطمینان روند معنی‌داری دارند. از ۱۹ ایستگاه مورد مطالعه فقط ۴ ایستگاه روند کاهشی دما را داشته‌اند، که روند مذکور در سطح معنی‌داری $\alpha = 0/05$ قابل توجیه نیست. اکثر ایستگاهها با پدیده‌ی گرمایش دمایی مواجه بوده‌اند، در این میان ایستگاههای میانه، پارس‌آباد و تبریز از دهه‌ی ۶۰ به بعد روند افزایشی معنی‌داری نشان می‌دهند. بیشترین گرمایش دمایی متعلق به ایستگاه میانه با $0/4$ درجه سانتی‌گراد در دهه است و ایستگاه تبریز نیز با افزایش $0/34$ درجه سانتی‌گراد در دهه در درجه‌ی دوم قرار دارد. شاخص من - کندال توانایی شناسایی نوسانات و نقاط تغییر سری زمانی را داراست. بدین منظور دمای سالانه ایستگاه تبریز به عنوان ایستگاه شاخص بر اساس نمودار من - کندال و فیلتر پایین‌گذر میانگین متحرک ۱۱ ساله به قرار زیر مورد تحلیل و بررسی قرار می‌گیرد. نمودار توالی سری زمانی دمای سالانه ایستگاه تبریز همراه فیلتر پایین‌گذر میانگین متحرک ۱۱ ساله در شکل ۶ ارزیه شده است. میانگین بلندمدت دمای ایستگاه تبریز $12/40$ درجه سانتی‌گراد است. سال ۱۹۸۴ نقطه عطفی در سری دمای تبریز محسوب می‌شود. بطوریکه قبل از این سال فیلتر پایین‌گذر پایین‌تر از میانگین کل قرار گرفته و بعد از ۱۹۸۴ شکل معکوس بخود گرفته است. میانگین دمای ایستگاه تبریز قبل از ۱۹۸۴،

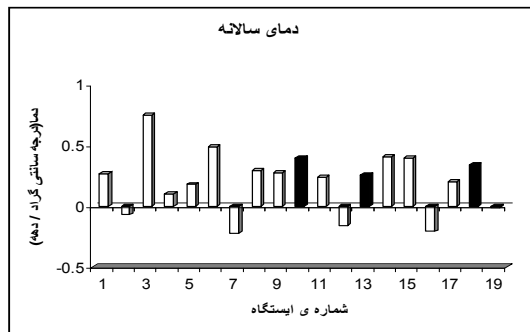
۱۲/۱ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده و بعد از این سال به ۱۳ درجه‌ی سانتی‌گراد افزایش پیدا کرده است. رژیم دمایی تبریز تغییرات دوره‌ای همسانی را قبل و بعد از ۱۹۸۴ تجربه نموده است، بطوری‌که مقدار انحراف معیار دو فاز دمایی تفاوت بارزی نداشته‌اند.

شکل ۷ روند دمای سالانه ایستگاه تبریز را با استفاده از روش من-کندال نمایش می‌دهد. منحنی‌های U_i و U'_I همراه باند اطمینان ۹۵٪ نشان داده شده است. اگر منحنی‌های مذکور در محدوده‌ی باند اطمینان قرار گرفته و تقاطعی نداشته باشند و یا به کرات تقاطع داشته باشند بدون روند محسوب می‌شوند و تقاطع در این مواقع نشان از جهش اقلیمی عنصر دارد. اگر منحنی‌های U_i و U'_I بعد از تقاطع خارج از باند اطمینان ۹۵٪ قرار گیرند، روند شکل گرفته است. روند با توجه به مقدار و علامت U_i محاسبه می‌شود. روند افزایش دمای سالانه ایستگاه تبریز از ۱۹۷۶ شروع شده و تا خاتمه‌ی دوره‌ی زمانی مورد مطالعه (۲۰۰۳-۱۹۵۱) تداوم یافته است. از سال ۱۹۹۴ به بعد روند شیب تندتری را به خود گرفته است.

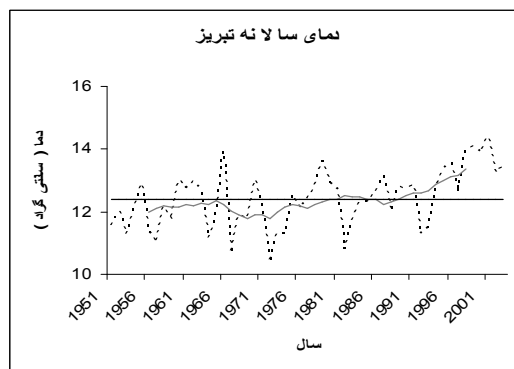
رگرسیون خطی نیز روند افزایشی دمای ایستگاه تبریز را نشان می‌دهد. بر اساس معادله‌ی رگرسیون شیب خط افزایشی دمای سالانه ایستگاه تبریز مثبت بوده و مقدار آن ۰/۰۳ درجه سانتی‌گراد به ازای هر سال می‌باشد و از ابتدای دوره‌ی آماری مورد مطالعه ۱/۵۶ درجه سانتی‌گراد بر دمای ایستگاه تبریز افزوده شده است.

نتیجه‌گیری

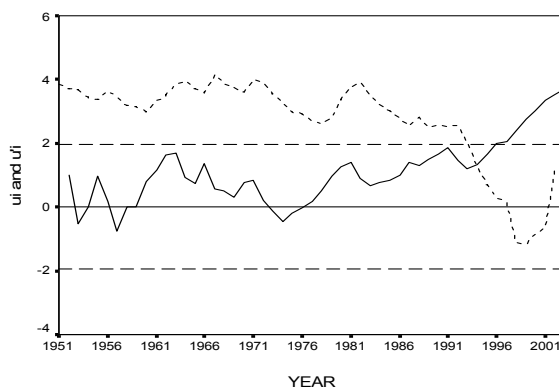
نتایج این مطالعه نشان داد که منطقه شمال غرب دارای نظام دمایی همگنی نبوده، بطوریکه شرق و غرب منطقه مورد مطالعه سردتر از دیگر نقاط می‌باشند. ارتفاع عامل غالب در پراکنش دمای منطقه شمال غرب محسوب می‌شود. ارتفاع با متوسط دمای سالانه ارتباط معکوس و معنی‌داری داشته است. عامل ارتفاع در پراکنش زمانی دما نیز مؤثر بوده، چنانکه نواحی مرتفع‌تر نظام دمایی متغیرتری داشته‌اند. دمای منطقه‌ی شمال غرب از حیث تغییرات بلندمدت یکنواخت نبوده، بعضی ایستگاه‌ها روند مشخصی نداشته‌اند و برخی دیگر دارای روند بارزی بوده‌اند. روند غالب متوسط دمای سالانه ایستگاه‌های شمال غرب ایران افزایشی بوده، روند کاهشی بجز در محدوده کوچکی از غرب و شرق منطقه‌ی مورد مطالعه رخ نداده است. روند دهه‌ای متوسط دمای سالانه به وسیله معادلات خطی محاسبه شده، که روند افزایشی سه ایستگاه معنی‌دار بوده است. نقاط تغییر، جهش و... سری زمانی متوسط دمای سالانه ایستگاه تبریز با استفاده از روش ناپارامتری من-کندال مورد بررسی قرار گرفت. روند افزایشی دمای ایستگاه تبریز از سال ۱۹۷۶ شروع شده و تا ۲۰۰۳ ادامه داشته، که از سال ۱۹۹۴ شدت بیشتری به خود گرفته است. در کل متوسط دمای سالانه ایستگاه تبریز طی محدوده‌ی زمانی مورد مطالعه (۲۰۰۳-۱۹۵۱) ۱/۵۶ درجه‌ی سانتی‌گراد افزایش یافته است.



شکل ۵: روند دهه‌ای دمای ایستگاه‌های منتخب منطقه‌ی شمال غرب کشور ۲۰۰۰-۱۹۶۰ (شماره‌ی ایستگاه‌ها برحسب جدول ۱ منظور شده است)، مأخذ: نگارنده



شکل ۶: نمودار تغییرات سالانه دمای ایستگاه تبریز به همراه میانگین متحرک ۱۱ ساله (مأخذ: نگارنده)



شکل ۷: الگوی زمانی روند دمای سالانه ایستگاه تبریز بر اساس توالی آماره‌های PC1 و PC2 آزمون من-کندال (مأخذ: نگارنده)

منابع و مأخذ

- ۱- خسروی، محمود؛ جاودانی خلیفه، ناصر و محمدنیا قرائی، سهراب (۱۳۸۲): بررسی انطباق سری‌های زمانی دمای مشهد با تغییرات و نوسانات دمای کره زمین. سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. دانشگاه اصفهان.
- ۲- زاهدی، مجید و جامعی، جاوید (۱۳۸۵): مدل‌سازی بارش ایستگاه‌های ارومیه و تبریز. فصلنامه دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه فردوسی مشهد. (ویژه‌نامه جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای). شماره ۶.
- ۳- ساری صراف، بهروز و جامعی، جاوید (۱۳۸۲): تحلیل و برآورد خشکسالی در غرب ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۱.
- ۴- عزیزی، قاسم (۱۳۸۳): تغییر اقلیم. تهران. انتشارات قومس. چاپ اول.
- ۵- عساکره، حسین (۱۳۷۷): دگرگونی‌های اقلیم و مکانیزم‌های حاکم بر آن. نیوار. شماره ۴۰.
- ۶- عساکره، حسین؛ غیور، حسنعلی (۱۳۸۲): بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالانه اصفهان. سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. دانشگاه اصفهان.
- ۷- علیجانی، بهلول (۱۳۷۴): آب و هوای ایران. تهران. انتشارات دانشگاه پیام نور
- ۸- علیجانی، بهلول؛ زاهدی، مجید (۱۳۸۱): تحلیل آماری و سینوپتیکی آذربایجان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۶-۶۵.
- ۹- علیزاده، امین؛ کمالی، غلامعلی؛ موسوی، فرهاد و موسوی بایگی، محمد (۱۳۸۰): هوا و اقلیم‌شناسی. چاپ دوم. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۱۰- غیور، حسنعلی؛ عساکره، حسین (۱۳۸۲): کاربرد مدل‌های فوریه در برآورد دمای ماهانه و آینده‌نگری آن؛ مطالعه موردی: دمای مشهد. سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. دانشگاه اصفهان.
- ۱۱- نوریان، علیمحمد (۱۳۷۶): تردیدهای علمی تغییرات اقلیم کره زمین. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۴۵.
- 12- Clarke, T.S. (2003); Regional Climate Change: "Trends Analysis of Temperature and Precipitation Series at Canadian Sites", Canadian Journal of Agricultural Economics, 48 (1).
- 13- IPCC (2001); "Climate Change 2001", Scientific basis, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 14- Karl, T.R. et al (1993); "Assymmetric Trends of Daily maximum and minimum temperature", Bull Am Meteor. soc, 74.

- 15- LANA,X. SERRA,C andBURGUNO,A.(2003);"Trends Affecting Pluviometric Indices at the Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain)from 1917 to 1999" ,International Journal of Climatology, 23.
- 16- LANA,X.MARTINEZ,M.D andBURGENO,A.(2004);"Spatial and Temporal Variability of the Daily Rainfall Regime in Catalonia (Northeastern Spain), 1950-2000", International Journal of Climatology,24.
- 17- Proedor,M.et al (1997);"Spatial and Temporal Variations of the seasonal Rainfall in Greece", climate Dynamics,13.
- 18- SELESHI,Y and ZANKE,U.(2004);"Recent Changes in Rainfall and Rainy Days in Ethiopia",International Journal of Climatology,20.
- 19- TURKESH,M.(1996);"Spatial and Temporal Analysis of Annual Rainfall Variations in Turkey",International Journal of Climatology ,16.
- 20- TURKESH,M. SUMER,M.U and DEMIR,S.(2002); "RE- Evaluation of Trends and Changes in Mean, Maximum and Minimum Temperatures of Turkey for the Period 1929-1999", International Journal of Climatology,22.

