

روند تغییرات دمای هوا و بارش در مناطق مختلف ایران

امید علیزاده چوپری^{۱*} و محمد سعید نجفی^۲

۱. استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشجوی دکتری، گروه اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز، ایران

(دریافت: ۹۵/۷/۱۳، پذیرش نهایی: ۹۵/۱۱/۵)

چکیده

در این پژوهش با استفاده از داده‌های هواشناسی ۱۵ منطقه ایران از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۳، روند تغییر دما و بارش تجمعی سالانه مطالعه شده است. نتایج نشان داد که دماهای کمینه، بیشینه و میانگین روزانه در بیشتر مناطق ایران روندهای افزایشی داشته‌اند. روند افزایشی دمای کمینه بیشتر از روند افزایشی دمای بیشینه بوده است که عمدتاً ناشی از گسترش شهرسازی است که از طریق مسدود کردن تابش طول موج بلند خروجی نقش مؤثرتری در افزایش دمای کمینه ایفا می‌کند. همچنین، آلودگی هوای شهری باعث کاهش تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین می‌شود؛ بنابراین روند افزایش دمای بیشینه را کند می‌کند. دما در ایران عمدتاً در دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ دچار یک جهش شده است، به نحوی که متوسط دما در دوره بعد از جهش بیش از دوره قبل از جهش بوده است. بیشتر مناطق ایران در طول دوره مورد مطالعه روند کاهشی را در مقدار بارش تجربه کرده‌اند، اگرچه نقطه تغییر معناداری در داده‌های بارش تجمعی سالانه وجود نداشت. کاهش مقدار بارش، به همراه افزایش دمای هوا بیانگر این است که ایران طی چند دهه گذشته به طور تصاعدی خشک‌تر شده است. روند کاهشی بارش در ایران برخلاف میانگین جهانی است که افزایش بارش را به واسطه افزایش دما نشان می‌دهد. اقلیم گرم مناطق خشک و نیمه‌خشک جنب‌حاره‌ای که بیشتر مناطق ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد، باعث می‌شود که زمان بیشتری برای اشباع جو از بخار آب و شروع بارش صرف شود. بنابراین، بخار آب بیشتری از طریق گردش کلی جو و قبل از شکل‌گیری بارش به عرض‌های جغرافیایی بالاتر منتقل می‌شود.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، روند تغییر دما و بارش، مناطق جنب‌حاره‌ای.

۱. مقدمه

علمی در زمینه وقوع گرمایش زمین به واسطه فعالیت‌های بشر حاصل شده است (هابر و ناتی، ۲۰۱۲؛ کوک و همکاران، ۲۰۱۳)؛ اگر چه در زمینه پیامدهای گرمایش زمین بر مواردی نظیر وقوع رویدادهای فرین هواشناسی قطعیت کمتری وجود دارد (کومو و رهمستورف، ۲۰۱۲؛ هالمه، ۲۰۱۴).

آب‌شدن یخ‌های قطبی (حنا و همکاران، ۲۰۰۸)، کاهش نسبت برف به کل بارش (ناولز و همکاران، ۲۰۰۶)، بالا آمدن تراز آب دریاها (چن و همکاران، ۲۰۱۳)، افزایش مقدار بخار آب موجود در جو (فیلیپونا و دار، ۲۰۰۴)، گسترش قطب‌سوی مناطق حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای (لوکاس و همکاران، ۲۰۱۴) و آغاز پیش از موعد فصل بهار (استون و همکاران، ۲۰۰۲) برخی از پیامدهای ناشی

همان‌طور که در گزارش‌های اخیر هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم بیان شده است (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷؛ IPCC ۲۰۱۳)، بیشتر مناطق دنیا طی قرن اخیر به شدت گرم شده‌اند که این گرمایش بیشتر به علت افزایش گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های انسانی است (هابر و ناتی، ۲۰۱۲). مطابق آخرین گزارش IPCC (۲۰۱۳)، از سال ۱۸۵۰ به بعد سطح زمین در هر سه دهه متوالی گرم‌تر از سه دهه متوالی قبلی خود بوده است و پیش‌بینی شده است که روند گرمایش در سراسر قرن بیست‌ویکم نیز ادامه یابد (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). روند گرمایش به‌ویژه روی خشکی‌ها به دلیل پایین‌تر بودن ظرفیت گرمایی‌شان، بیشتر از اقیانوس‌ها بوده است (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). در واقع مطابق مطالعات گذشته، اجماع

از گرمایش زمین هستند. به علاوه، شواهد بسیاری نشان می‌دهند که احتمال وقوع برخی از رویدادهای فرین هواشناسی (مانند امواج گرمایی و بارش‌های فرین) در اقلیم گرم‌تر کنونی افزایش یافته است (کومو و همستورف ۲۰۱۲؛ ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین، افزایش دما اثرهای خشک‌سالی را به‌ویژه در مناطق جنب‌حاره‌ای تشدید کرده است (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷؛ عزیزاده چوبری و نجفی ۲۰۱۷) که پیامدهای مخربی بر محیط زیست، بوم‌سازهای طبیعی و دریاچه‌ها داشته است. در مقابل، کاهش فراوانی فرین‌های سرد (آلکساندر و همکاران، ۲۰۰۶) و افزایش فصل رشد گیاهان (ریز- فوکس و همکاران، ۲۰۱۴) را می‌توان به‌عنوان برخی از پیامدهای مثبت گرمایش زمین برشمرد. تأثیر گرمایش زمین بر الگوی بارش به‌ویژه در سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است (برای مثال، ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷؛ استفنس و ایس، ۲۰۰۸؛ ایوانس، ۲۰۰۹). مطالعه‌های گذشته عمدتاً نشان می‌دهند که به‌طور کلی گرمایش زمین باعث افزایش بارش میانگین جهانی شده است. با وجود ارزشمند بودن این‌گونه مطالعه‌ها در مقیاس جهانی، تفاوت‌های منطقه‌ای در این‌گونه مطالعه‌ها پنهان باقی می‌مانند. به همین دلیل، در مطالعه حاضر روند گرمایش و تأثیر آن بر بارش در مقیاس منطقه‌ای روی مناطق مختلف ایران در یک دوره ۶۳ ساله (۲۰۱۳-۱۹۵۱) بررسی شده است. به دلیل این‌که بیشتر مناطق ایران دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک جنب‌حاره‌ای هستند، تغییر هرچند جزئی در مقدار بارش ناشی از گرمایش می‌تواند تأثیرات درخور توجهی از نظر محیط‌زیست و کشاورزی داشته باشد. نتایج مطالعه حاضر بیانگر این است که گرمایش به کاهش مقدار بارش در بیشتر مناطق ایران انجامیده است؛ این روند مشاهده شده در ایران برخلاف روند افزایشی بارش در مقیاس میانگین

جهانی است.

۲. داده‌ها و روش‌ها

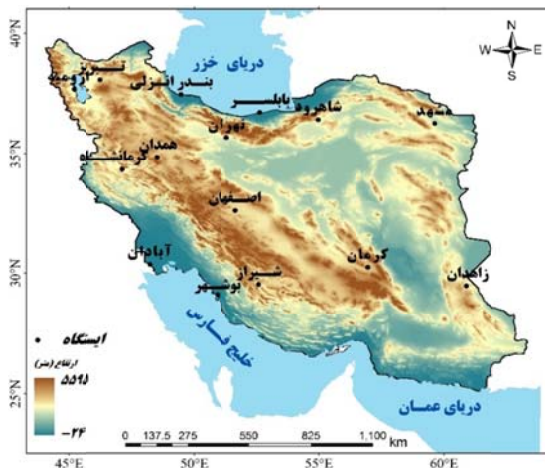
داده‌های دما و بارش ۱۵ ایستگاه همدیدی در سرتاسر ایران که در دوره ۲۰۱۳-۱۹۵۱ دارای داده بوده‌اند از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد (موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است). شایان ذکر است که در ایران تنها ۱۶ ایستگاه هواشناسی دارای داده‌های با سری زمانی طولانی مدت ۶۳ ساله موجود هستند که از بین آن‌ها داده‌های ایستگاه خرم‌آباد به دلیل تغییر مکان این ایستگاه در سال ۱۹۷۹ به کار نرفته است. موقعیت مکانی ایستگاه مشهد نیز در سال ۱۹۸۱ تغییر کرد، اما از آنجایی که تغییر موقعیت مکانی این ایستگاه بسیار ناچیز است، داده‌های آن در مطالعه حاضر استفاده شده است. بررسی داده‌های دما و بارش این ایستگاه که در بخش‌های بعدی آورده شده است نیز نشان می‌دهد که در این سال جهشی در داده‌های آن اتفاق نیفتاده است. برای بررسی روندها از روش پارامتریک رگرسیون خطی بر دماهای میانگین روزانه، کمینه و بیشینه و همچنین بارش تجمعی در این ایستگاه‌ها استفاده شده است که روندها در سطح معناداری ۹۵ یا ۹۹ درصد اطمینان آزمون شدند. دماهای میانگین روزانه و بارش تجمعی به ترتیب بر اساس اندازه‌گیری‌های ثبت‌شده سه ساعته و شش ساعته به دست آمده‌اند. بی‌هنجاری‌های دمای هوا و بارش نسبت به میانگین بلندمدت برای دوره ۲۰۱۳-۱۹۵۱ محاسبه شده‌اند. نرمال بودن داده‌ها در مقیاس سالانه به وسیله آزمون کولموگروف اسمیرنوف بررسی شده است. همه فراسنج‌های مرتبط با دما دارای توزیع نرمال بودند، درحالی‌که سری داده‌های بارش در برخی ایستگاه‌ها فاقد توزیع نرمال بود که پس از تبدیل مقیاس داده‌ها به لگاریتمی (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹) از توزیع نرمال برخوردار شدند.

$$Q = \max_{0 \leq k < T} |S_k^{**}| \quad (3)$$

که S آماره همگنی داده‌ها است و مقادیر آن در صورتی که نزدیک به صفر باشد به معنای همگنی سری داده‌ها است. x_i مقادیر سری زمانی، μ میانگین حسابی مقادیر سری زمانی فراسنج مورد نظر، σ انحراف معیار سری زمانی، k نقطه تغییر، T زمان و Q مقادیر بحرانی آزمون است که بر اساس یک جدولی حاصل می‌شود و می‌تواند بین صفر تا بی‌نهایت متغیر باشد. در این روش دو فرض صفر و یک وجود دارد: فرض H_0 که در آن متغیرهای X_i در زمان T از توزیع میانگین و واریانس برابر μ و σ پیروی می‌کند؛ و فرض H_1 که در آن متغیرها بین زمان 1 و n از توزیع $N(\mu_1, 1)$ و بین زمان‌های $n+1$ و T از توزیع $N(\mu_2, 1)$ پیروی می‌کنند. مطابق فرض H_0 سری داده‌های مورد استفاده فاقد نقطه تغییر است، درحالی‌که فرض H_1 بیانگر رخداد یک نقطه تغییر در سری داده‌های مورد استفاده در یک نقطه نامعلوم است. در صورت رد شدن فرض صفر و با تأیید اینکه در سری زمانی نقطه تغییر وجود دارد، فرض مقابل آن پذیرفته می‌شود. در این مطالعه، معناداری فرض مقابل (وجود نقطه تغییر) در آزمون Buishand با استفاده از روش مونت کارلو در سطح ۹۵ درصد آزمون شده و کلیه محاسبات در محیط SPSS و XLSTAT انجام شده است.

۳. روند تغییر و نقطه تغییر دمای میانگین روزانه

تغییرات سالانه بی‌هنجاری‌های دمای میانگین روزانه در نزدیکی سطح زمین به همراه خطوط رگرسیون خطی برای ۱۵ منطقه ایران در دوره زمانی ۶۳ ساله از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۳ در شکل ۲ نشان داده شده است. با وجود تغییرات سال به سال دمای میانگین که به واسطه تغییرپذیری طبیعی اقلیم است، روندهای افزایشی دمای میانگین سالانه در اکثر مناطق ایران مشهود است. تنها در ایستگاه همدان این روند افزایشی از نظر آماری معنادار نیست و ایستگاه‌های ارومیه و کرمان روند کاهشی اندکی دارند. در سایر



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه.

در مطالعه حاضر نقطه تغییر فراسنج‌های دما و بارش با استفاده از روش Buishand بررسی شده است (بویشند، ۱۹۸۲). نقطه تغییر، نقطه‌ای است که سری داده‌ها پیش از آن دارای یک توزیع معین با میانگین μ_0 و برای سال‌های بعد از آن دارای یک توزیع معین با میانگین μ_1 است. در مطالعه‌های اقلیمی، نقاط تغییر می‌توانند در اثر عوامل متعددی مانند تغییرات دوره‌ای اقلیم یا وجود روند افزایشی یا کاهشی، تغییر در ساختار گردش کلی جو، تغییر مکان یک ایستگاه یا تغییر ابزار اندازه‌گیری به وجود آیند (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲). نقطه تغییر در این مطالعه، نقطه‌ای در زمان (سال) است که فراسنج‌های مورد مطالعه در سری زمانی ۶۳ ساله (۱۹۵۱-۲۰۱۳) دستخوش تغییر شده‌اند. یک تخمین‌گر نقطه تغییر درصدد یافتن نقطه‌ای از زمان است که در آن نقطه زمانی فراسنج‌های سری زمانی تغییر کرده است.

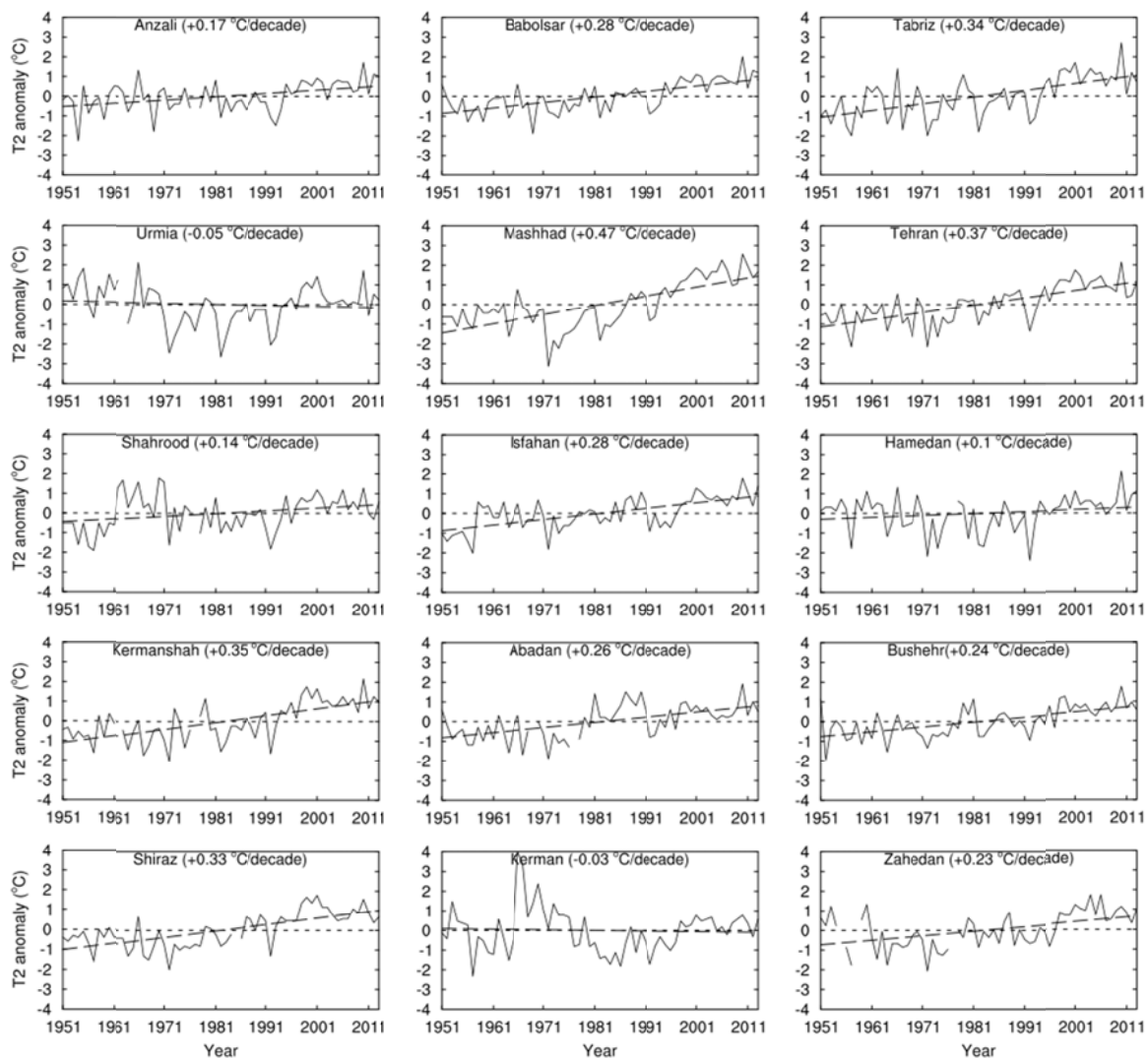
آزمون Buishand می‌تواند برای متغیرهایی که از هیچ‌یک از توزیع‌ها پیروی نمی‌کنند، استفاده شود، اما خصوصیات آن به‌طور ویژه برای حالت‌های نرمال پیش‌بینی شده است. آماره Buishand به شرح زیر مطابق روابط ۱ تا ۳ تعریف شده است (بویشند، ۱۹۸۲):

$$S_0 = 0, S_k^* = \sum_{i=0}^k (x_i - \mu), k = 1, 2, \dots, T \quad (1)$$

$$S_k^{**} = \frac{S_k^*}{\sigma} \quad (2)$$

بلندمدت ناشی از عوامل انسانی مشاهده می‌شود که به‌واسطه تغییرپذیری طبیعی اقلیم است. برای مثال، وقوع انفجارهای عظیم آتشفشانی که از عوامل طبیعی هستند، نقش درخور توجهی در بی‌هنجاری‌های منفی دما دارند. توجه داشته باشد که روند کلی صعودی دما در بیشتر مناطق ایران مؤید افزایش وقوع امواج گرمایی است (رجوع شود به علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۶).

ایستگاه‌ها، این روند افزایشی در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنادار است. این روندهای افزایشی عمدتاً به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای در جو (به دلیل افزایش سوختن سوخت‌های فسیلی؛ هابر و نات، ۲۰۱۲) و تغییر در ویژگی‌های سطح مناطق شهری می‌باشد (کالنی و همکاران، ۲۰۰۶). با این حال، در هیچ‌یک از مناطق مورد مطالعه، روند صعودی دما یکنواخت نیست، به نحوی که نوسان‌های کوتاه‌مدت منفی در روندهای صعودی



شکل ۲. تغییرات سالانه بی‌هنجاری دمای میانگین روزانه در ۱۵ ایستگاه همدمیدی ایران برای دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۳، به همراه رگرسیون خطی و میزان تغییرات در هر دهه.

امر می‌تواند یکی از عوامل روند کاهشی دمای کمینه در ایستگاه ارومیه باشد.

همان‌طور که جدول ۱ نشان می‌دهد بر اساس میزان معناداری آماره *Buishand*، در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه یک نقطه تغییر در دمای متوسط روزانه وجود دارد. جهش در سری داده‌های دمای هوا عمدتاً در دهه‌های ۱۹۸۰ یا ۱۹۹۰ اتفاق افتاده‌اند و تغییر به گونه‌ای است که در تمام ایستگاه‌ها، دمای میانگین روزانه در دوره پس از نقطه تغییر بیشتر از دما در دوره پیش از نقطه تغییر است که نشان‌دهنده وجود روند افزایشی در دمای میانگین روزانه در همه ایستگاه‌های مورد بررسی است. دلیل اختلاف در سال وقوع نقطه تغییر در شهرهای مختلف می‌تواند با سطح توسعه این شهرها در سال‌های مختلف در ارتباط باشد. همچنین می‌تواند ناشی از موقعیت جغرافیایی متفاوت این ایستگاه‌ها و تأثیرپذیری‌شان از توده‌های هوای متفاوت باشد زیرا سامانه‌های همدیدی که مناطق مختلف را تحت تأثیر قرار می‌دهند، در طول زمان تحت تأثیر گرمایش زمین دچار تغییراتی می‌شوند (سعیدآبادی و همکاران، ۲۰۱۶).

بررسی روند دمای هوا در دوره‌های پیش و پس از نقطه تغییر در شکل ۳ نشان می‌دهد که دمای میانگین در دوره پیش از نقطه تغییر در برخی از ایستگاه‌ها (ارومیه، همدان، بوشهر، شیراز، کرمان، زاهدان، بندر انزلی) روند کاهشی داشته است که از لحاظ آماری تنها در ایستگاه ارومیه در سطح ۹۹ درصد و در ایستگاه‌های همدان و بوشهر در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنادار بوده‌اند. در مقابل، دمای میانگین روزانه در دوره پیش از نقطه تغییر در ایستگاه‌های شاهرود، تهران، آبادان، اصفهان، بابل و تبریز روند افزایشی داشته است که از بین آن‌ها در سه ایستگاه اصفهان، بابل و تبریز، این روند افزایشی از لحاظ آماری معنادار بوده است. در ایستگاه مشهد نیز روند خاصی در سری داده‌های دمای میانگین پیش از نقطه تغییر مشاهده نمی‌شود.

در دوره پس از نقطه تغییر، روند افزایشی دمای میانگین

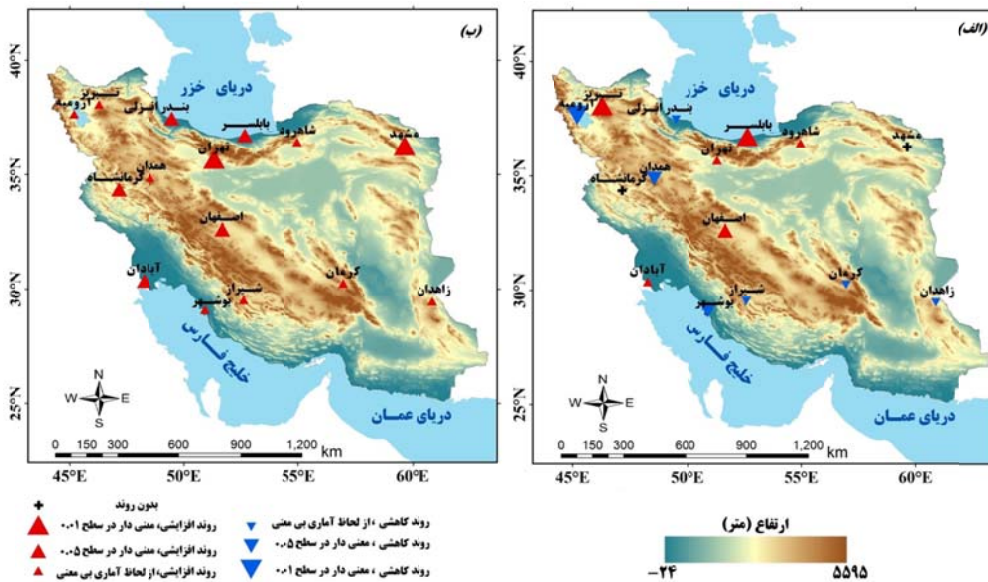
با وجود روند صعودی دما که در بیشتر مناطق ایران مشاهده می‌شود، اندازه گرمایش در مناطق مختلف ایران متفاوت است. بیشترین گرمایش به ترتیب در مشهد و تهران به ترتیب با مقادیر 0.47°C و 0.37°C در هر دهه اتفاق افتاده است که از نظر جمعیت بزرگ‌ترین مناطق شهری ایران هستند. علت‌های متفاوتی می‌تواند باعث افزایش بیشتر دمای مشهد در مقایسه با تهران شده باشد که یافتن علت واقعی آن به بررسی‌های جامع نیاز دارد. مطابق مطالعه صفراد و همکاران (۱۳۹۴)، گرمایش بیشتر در ایستگاه مشهد می‌تواند ناشی از تضعیف پرفشار سبیری از دهه ۱۹۷۰ به بعد در نتیجه تأثیر گرمایش زمین باشد زیرا موقعیت این ایستگاه به گونه‌ای است که بیش از ایستگاه تهران تحت تأثیر پرفشار سبیری قرار می‌گیرد. در مقابل، در بین ۱۵ منطقه بررسی شده، کمترین گرمایش در همدان به مقدار 0.1°C در هر دهه مشاهده شده است. با وجود غالب بودن روند گرمایشی در بیشتر مناطق ایران، روند سرمایشی اندکی در دو شهر ارومیه و کرمان به ترتیب به مقدار -0.05°C و -0.03°C در هر دهه مشاهده می‌شود؛ اگرچه از نظر آماری این مقادیر قابل ملاحظه و معنادار نیستند. یکی از دلایل اصلی روند کاهشی مشاهده شده در ارومیه و کرمان می‌تواند ناشی از تأثیرپذیری آن‌ها از افزایش زمین‌های زراعی در مناطق اطراف این شهرها باشد زیرا آبیاری زمین‌های زراعی نه تنها می‌تواند تأثیر گرمایش زمین را به تأخیر بیندازد، بلکه در برخی مناطق دنیا در نتیجه آن روند سرمایشی نیز مشاهده شده است (برای توضیحات بیشتر مراجعه شود به کیوپرس و همکاران (۲۰۰۷) و کوک و همکاران (۲۰۱۰)). این عامل را می‌توان به‌ویژه در حوزه ارومیه مؤثر دانست زیرا مطالعه علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۶b) نیز نشان داد که مناطق زراعی در این حوزه طی چند دهه اخیر افزایش محسوسی داشته است. همچنین، بر اساس یافته‌های گلزاری پرتو (۱۳۹۴) تغییر پوشش سطحی در شمال غرب کشور و خشک شدن دریاچه ارومیه منجر به کاهش رطوبت نواحی مجاور دریاچه شده است؛ این

مشاهده شده از لحاظ آماری معنادار نیست. در جدول ۱، سطح معناداری آماره Buishand، ۰/۰۵ در نظر گرفته شده است؛ در صورتی که p-value کمتر از سطح معناداری باشد، سری داده‌های مورد مطالعه دارای یک نقطه تغییر است، درحالی که بیشتر بودن p-value از سطح معناداری، به معنای نبود نقطه تغییر در سری داده‌هاست.

در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود که بیانگر روند افزایشی دما در ایران طی دو تا سه دهه اخیر است. این روند افزایشی پس از نقطه تغییر در ایستگاه‌های تهران و مشهد از لحاظ آماری در سطح ۹۹ درصد اطمینان و در ایستگاه‌های اصفهان، آبادان، کرمانشاه، بابلسر و بندر انزلی در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنادار است، درحالی که در سایر ایستگاه‌ها روند افزایشی

جدول ۱. نقطه تغییر، متوسط دمای میانگین روزانه در دوره پیش و پس از نقطه تغییر و معناداری آزمون Buishand در ایستگاه‌های مورد مطالعه.

| ایستگاه | نقطه تغییر (سال) | متوسط دما پیش از نقطه تغییر | متوسط دما پس از نقطه تغییر | ارزش احتمال (p-value) |
|----------|------------------|-----------------------------|----------------------------|-----------------------|
| آبادان | ۱۹۹۵ | ۲۴/۹۹ | ۲۶/۵۳ | ۰/۰۰۰۱ > |
| انزلی | ۱۹۹۴ | ۱۶/۰۲ | ۱۶/۷۸ | ۰/۰۰۰۱ > |
| بابلسر | ۱۹۹۴ | ۱۶/۵۶ | ۱۷/۹۲ | ۰/۰۰۰۱ > |
| بوشهر | ۱۹۸۵ | ۲۴/۳۵ | ۲۵/۲ | ۰/۰۰۰۱ > |
| اصفهان | ۱۹۸۴ | ۱۵/۹ | ۱۶/۸ | ۰/۰۰۱ |
| همدان | ۱۹۹۳ | ۱۰/۸۲ | ۱۱/۵۶ | ۰/۰۱۲ |
| کرمان | ۱۹۹۶ | ۱۶ | ۱۷/۳ | ۰/۰۰۰۱ > |
| کرمانشاه | ۱۹۹۳ | ۱۴/۱ | ۱۵/۵ | ۰/۰۰۰۱ > |
| مشهد | ۱۹۸۶ | ۱۳/۵۳ | ۱۵/۴۳ | ۰/۰۰۰۱ > |
| ارومیه | ۱۹۹۳ | ۱۱/۱ | ۱۱/۸ | ۰/۰۳۶ |
| شاهرود | ۱۹۹۴ | ۱۴/۵ | ۱۵/۶ | ۰/۰۰۰۱ > |
| شیراز | ۱۹۸۴ | ۱۷/۴ | ۱۸/۴ | ۰/۰۰۰۱ > |
| تبریز | ۱۹۹۳ | ۱۱/۹ | ۱۳/۶ | ۰/۰۰۰۱ > |
| تهران | ۱۹۸۴ | ۱۶/۸ | ۱۸/۱ | ۰/۰۰۰۱ > |
| زاهدان | ۱۹۹۶ | ۱۸/۳ | ۱۹/۳ | ۰/۰۰۰۱ > |



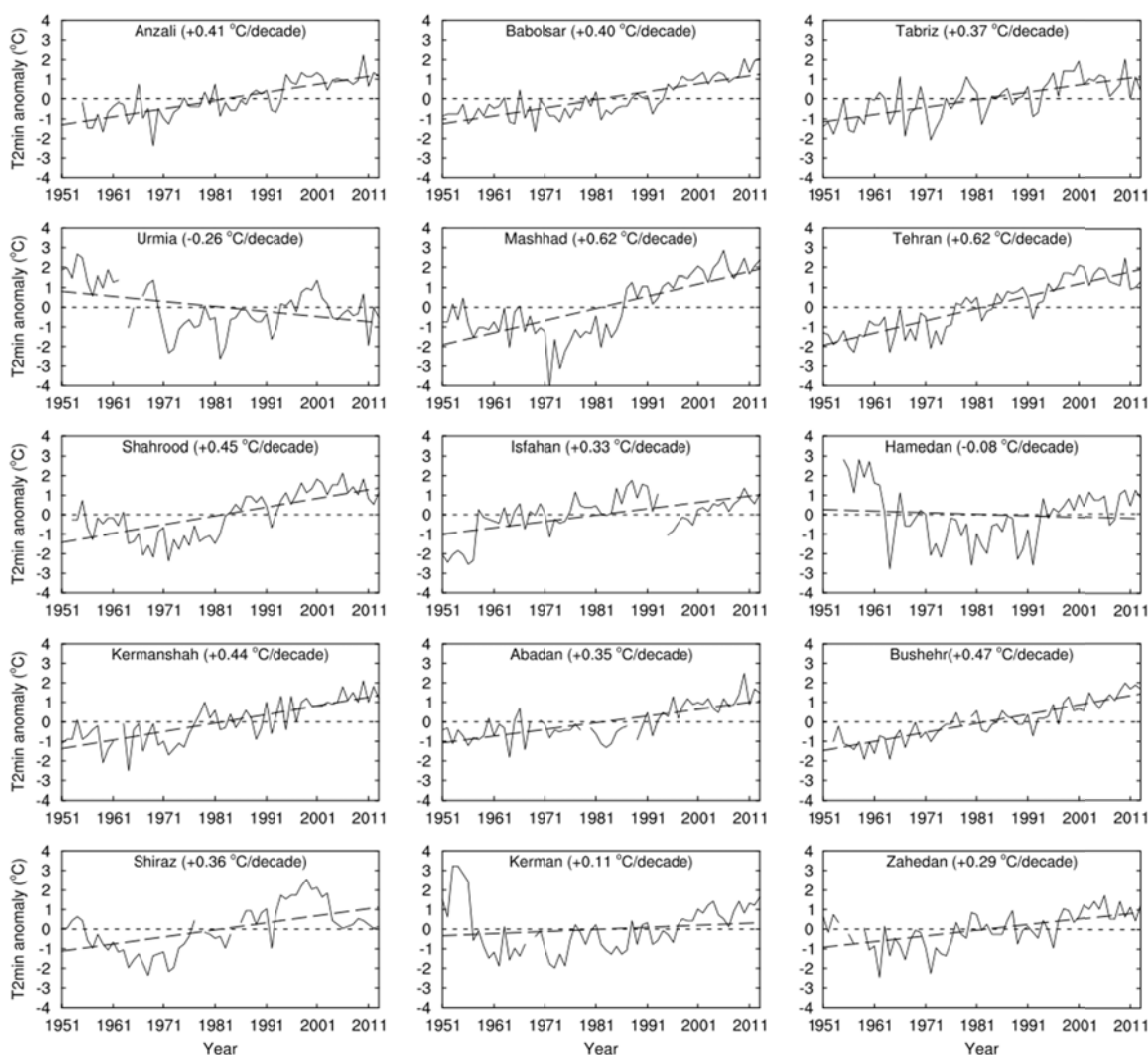
شکل ۳. روند تغییرات متوسط سالانه دمای میانگین روزانه در دوره الف) پیش و ب) پس از نقطه تغییر؛ نقطه تغییر برای هر یک از ایستگاه‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است.

۳. روند تغییر دمای کمینه و بیشینه

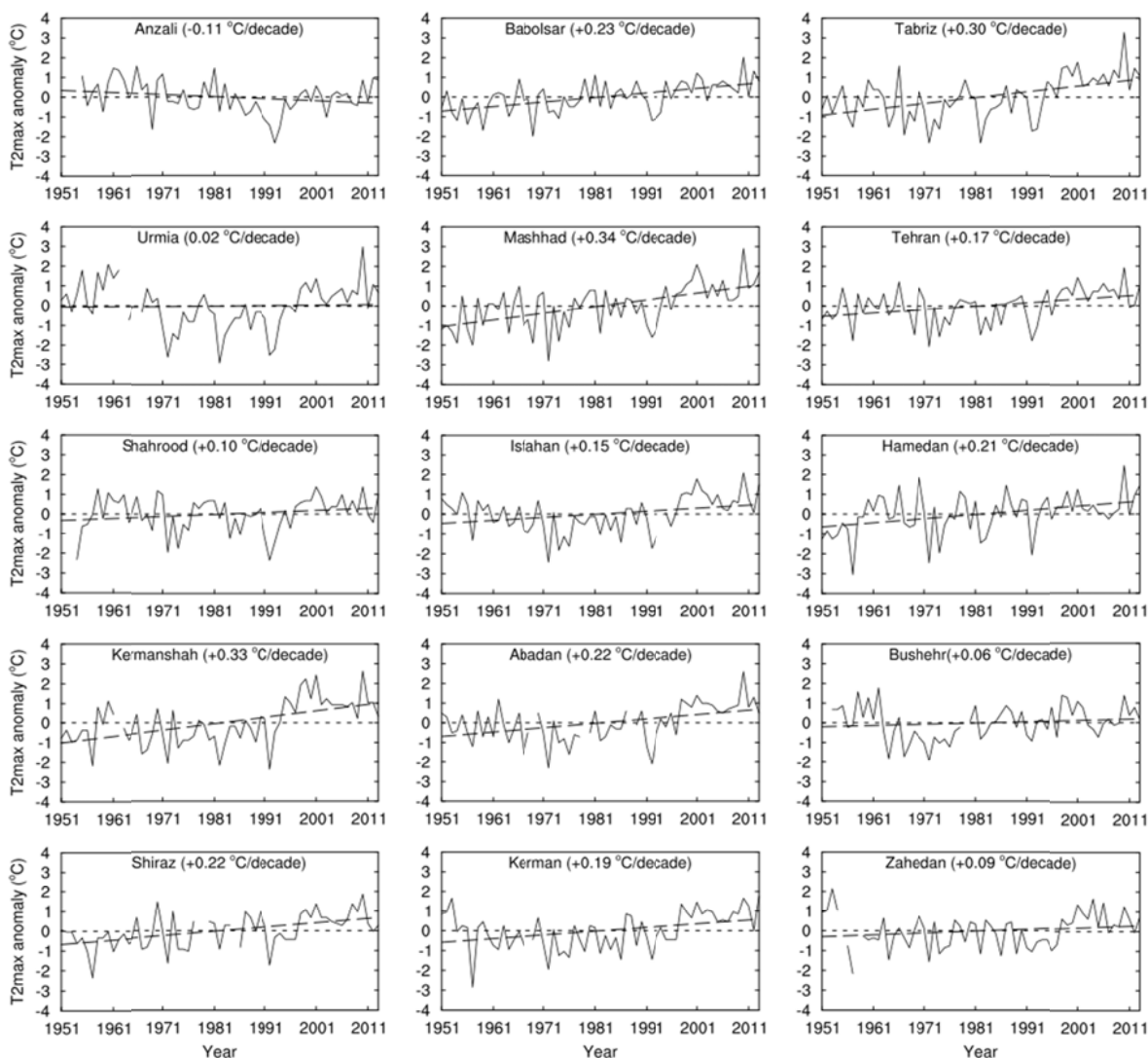
تغییرات سالانه بی‌هنجاری‌های دمای کمینه و بیشینه به همراه رگرسیون‌های خطی در ۱۵ منطقه ایران برای دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۳ به ترتیب در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده‌اند. همانند روند تغییر دمای میانگین روزانه، دماهای کمینه و بیشینه در بیشتر مناطق ایران روند صعودی داشته‌اند؛ به‌نحوی که روند کاهشی تنها در ایستگاه‌های ارومیه و همدان برای دمای کمینه و در ایستگاه انزلی برای دمای بیشینه مشاهده شده است. روند افزایش دمای کمینه در ایستگاه کرمان و افزایش دمای بیشینه در ایستگاه‌های

ارومیه، بوشهر و زاهدان از نظر آماری معنادار نیست. در سایر ایستگاه‌ها دمای کمینه و بیشینه دارای روند افزایشی و از نظر آماری حداقل در سطح ۹۹ درصد اطمینان معنادار است.

مقایسه روند افزایش دماهای کمینه و بیشینه در شکل‌های ۴ و ۵ نشان می‌دهد که روند صعودی دمای بیشینه در بیشتر مناطق ایران کمتر از روند صعودی دمای کمینه بوده است؛ بنابراین، تغییر دمای شبانه‌روزی (اختلاف بین دمای بیشینه و دمای کمینه) در بیشتر مناطق ایران در طول دوره مطالعه روند کاهشی داشته است.



شکل ۴. تغییرات سالانه بی‌هنجاری دمای کمینه در ۱۵ ایستگاه همدیدی ایران برای دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۳، به‌همراه رگرسیون خطی و مقدار تغییرات در هر دهه.



شکل ۵. تغییرات سالانه بی‌هنجاری دمای بیشینه در ۱۵ ایستگاه همدیدی ایران برای دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۳، به همراه رگرسیون خطی و مقدار تغییرات در هر دهه.

کمینه کندتر کند. شایان ذکر است که برخی از مطالعه‌های انجام گرفته، افزایش دمای کمینه را ناشی از روند افزایشی در پوشش ابر دانسته‌اند (کارل و همکاران، ۱۹۹۳؛ سان، ۲۰۰۳)، اما این فرضیه مناقشه‌انگیز است زیرا برخی مطالعه‌های دیگر روند کاهش در پوشش ابر را نشان می‌دهند (سز و آدلهوفن، ۲۰۰۳؛ روسو و دیوناز، ۲۰۰۴).

تأثیر توسعه شهرسازی در افزایش دمای کمینه به خوبی در نتایج مطالعه حاضر مشهود است، به نحوی که بیشترین افزایش دمای کمینه در شهرهای تهران و مشهد که

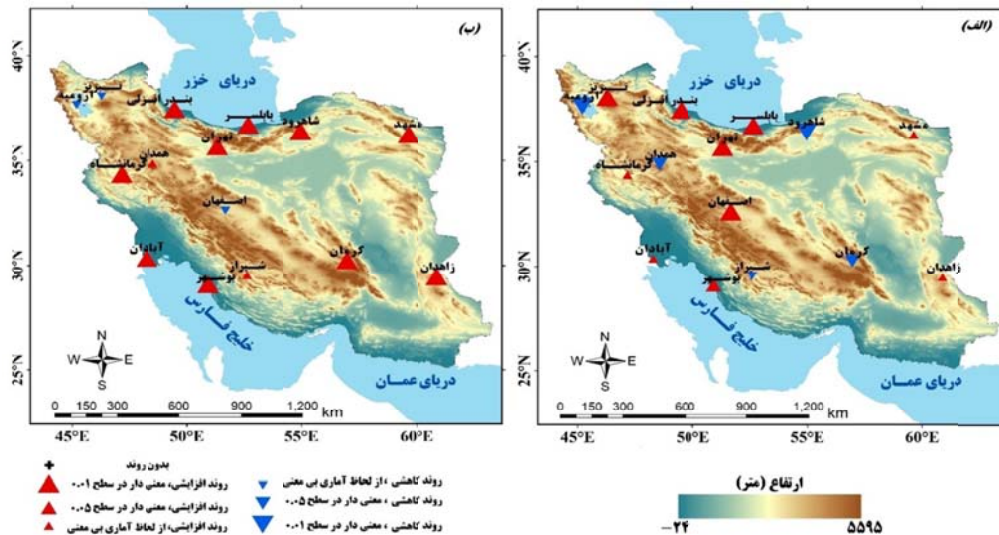
تفاوت در روند افزایشی دماهای کمینه و بیشینه به این دلیل است که توسعه شهرها از طریق مسدود کردن بخشی از تابش طول موج بلند خروجی در طول شب و همچنین به دلیل جذب و ذخیره تابش خورشیدی توسط ساختمان‌ها در طول روز نقش مؤثرتری در افزایش دمای کمینه ایفا می‌کند (کارل و همکاران، ۱۹۹۳؛ کوساکا و کیمورا، ۲۰۰۴؛ چایلدز و رامان، ۲۰۰۵). همچنین، آلودگی هوای شهری باعث کاهش تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین در طی روز می‌شود که بدین ترتیب می‌تواند روند افزایش دمای بیشینه را در مقایسه با دمای

جدول ۲ نشان می‌دهد که دمای کمینه نیز در همه ایستگاه‌ها دارای یک نقطه تغییر در سری زمانی مورد مطالعه (۲۰۱۳-۱۹۵۱) بوده است. میانگین سالانه دمای کمینه که روی کل ایستگاه‌ها میانگین‌گیری شده است، در دوره پیش از نقطه تغییر $9/4^{\circ}\text{C}$ است، در حالی که در دوره پس از نقطه تغییر $10/8^{\circ}\text{C}$ است که به‌خوبی روند افزایشی در دمای کمینه را نشان می‌دهد. دمای کمینه در کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره پس از نقطه تغییر بیشتر از دوره پیش از نقطه تغییر بوده است. بیشترین تغییر در ایستگاه مشهد به مقدار $2/66^{\circ}\text{C}$ و کمترین تغییر در ایستگاه ارومیه به مقدار $0/5^{\circ}\text{C}$ مشاهده شده است (جدول ۲).

بزرگ‌ترین مناطق شهری ایران هستند، به مقدار $^{\circ}\text{C}$ $0/62$ در هر دهه مشاهده شده است. گرمایش بیشتر دمای کمینه در مناطق شهری با مقایسه تغییر دما در کلان‌شهر تهران و شهر کوچک شاهرود (به‌فاصله ۴۰۱ کیلومتری از یکدیگر) نیز قابل مقایسه است. در حالی که افزایش دمای بیشینه در کلان‌شهر تهران ($0/17^{\circ}\text{C}$) در هر دهه اندکی بیشتر از شاهرود است ($0/1^{\circ}\text{C}$ در هر دهه)، مقدار افزایش دمای کمینه آن بسیار بیشتر است ($0/62^{\circ}\text{C}$ در هر دهه در تهران در مقایسه با $0/45^{\circ}\text{C}$ در هر دهه در شاهرود). این شرایط با مطالعه‌های گذشته که نشان می‌دهند افزایش دمای کمینه بیشتر از افزایش دمای بیشینه است، هم‌خوانی دارد (برای مثال، کارل و همکاران، ۱۹۹۳؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۶a).

جدول ۲. نقطه تغییر، متوسط دمای کمینه در دوره پیش و پس از نقطه تغییر و معناداری آزمون Buishand در ایستگاه‌های مورد مطالعه.

| ایستگاه | نقطه تغییر (سال) | متوسط دمای کمینه پیش از نقطه تغییر | متوسط دمای کمینه پس از نقطه تغییر | ارزش احتمال (p-value) |
|----------|------------------|------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|
| آبادان | ۱۹۹۲ | ۱۷/۶۳ | ۱۹/۰۷ | $0/0001 >$ |
| انزلی | ۱۹۸۷ | ۱۲/۷۵ | ۱۴/۱۳ | $0/0001 >$ |
| بابلسر | ۱۹۹۴ | ۱۲/۸۴ | ۱۴/۴۳ | $0/0001 >$ |
| بوشهر | ۱۹۷۶ | ۱۸/۸۷ | ۲۰/۲۸ | $0/0001 >$ |
| اصفهان | ۱۹۸۴ | ۸/۷ | ۹/۷ | $0/0001 >$ |
| همدان | ۱۹۹۳ | ۲/۰۶ | ۳/۳۶ | $0/0001 >$ |
| کرمان | ۱۹۹۴ | ۶/۷ | ۷/۸ | $0/0009 >$ |
| کرمانشاه | ۱۹۸۴ | ۵/۴ | ۶/۸ | $0/0001 >$ |
| مشهد | ۱۹۸۶ | ۶/۳ | ۸/۹۶ | $0/0001 >$ |
| ارومیه | ۱۹۹۳ | ۵/۲ | ۵/۷ | $0/0001 >$ |
| شاهرود | ۱۹۸۴ | ۷/۹ | ۹/۷ | $0/0001 >$ |
| شیراز | ۱۹۸۴ | ۹/۱ | ۱۰/۷ | $0/0001 >$ |
| تبریز | ۱۹۹۳ | ۶/۵ | ۷/۹ | $0/0001 >$ |
| تهران | ۱۹۸۴ | ۱۱/۱ | ۱۳/۲ | $0/0001 >$ |
| زاهدان | ۱۹۹۶ | ۹/۹ | ۱۱/۳ | $0/0001 >$ |



شکل ۶. روند تغییرات متوسط سالانه دمای کمینه در دوره الف) پیش و ب) پس از نقطه تغییر؛ نقطه تغییر برای هر یک از ایستگاه‌ها در جدول ۲ نشان داده شده است.

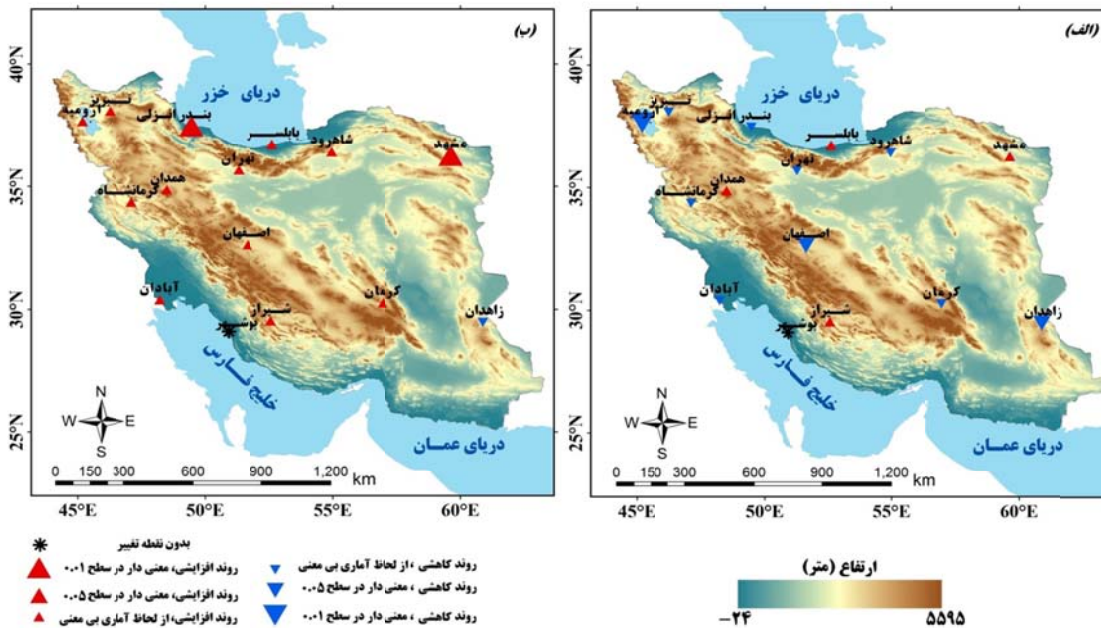
گلزاری پرتو (۱۳۹۴) تغییر پوشش سطحی در شمال غرب کشور و خشک شدن دریاچه ارومیه به کاهش رطوبت نواحی مجاور دریاچه انجامیده است که می‌تواند در روند کاهشی مشاهده شده در دمای کمینه ایستگاه ارومیه نقش داشته باشد.

متوسط دمای بیشینه ۱۵ ایستگاه مورد مطالعه در دو دوره پیش و پس از نقطه تغییر به ترتیب $20/86^{\circ}\text{C}$ و $21/7^{\circ}\text{C}$ است. دمای بیشینه در تمام ایستگاه‌ها، به جز ایستگاه بوشهر، دارای نقطه تغییر است. در ایستگاه بوشهر دمای بیشینه با یک شیب کم و بدون جهش روندی افزایشی داشته است. به جز ایستگاه ارومیه که در آن دما در دوره پس از نقطه تغییر کمتر از دما در دوره پیش از آن است، در سایر ایستگاه‌ها دمای بیشینه در دوره پس از نقطه تغییر افزایش یافته است. بیشترین افزایش دمای بیشینه مربوط به ایستگاه‌های کرمانشاه و تبریز به مقدار $1/6^{\circ}\text{C}$ + و کمترین آن در ایستگاه همدان به مقدار $0/68^{\circ}\text{C}$ + بوده است. در مقابل، در ایستگاه ارومیه دما در دوره پس از نقطه تغییر $0/5^{\circ}\text{C}$ - در مقایسه با دوره قبل از آن کاهش داشته است (جدول ۳). همان‌طور که جدول ۳ نشان می‌دهد بسیاری از ایستگاه‌ها در دهه ۱۹۹۰ یک جهش در دمای بیشینه داشته‌اند.

شکل ۶ نشان می‌دهد که روند تغییر دمای کمینه در دوره پیش از نقطه تغییر در ایستگاه‌های ارومیه، شاهرود، همدان، کرمان و شیراز کاهشی بوده است که به جز ایستگاه شیراز در بقیه ایستگاه‌ها از لحاظ آماری معنادار بوده است. در مقابل، در ایستگاه‌های آبادان، انزلی، بابلسر، بوشهر، اصفهان، کرمانشاه، مشهد، تبریز، تهران و زاهدان روند تغییر دمای کمینه در دوره پیش از نقطه تغییر افزایشی بوده است که به جز در آبادان، کرمانشاه و زاهدان که روند مشاهده شده از نظر آماری معنادار نبوده است، در ایستگاه بوشهر در سطح ۹۵ درصد و در بقیه ایستگاه‌ها در سطح ۹۹ درصد معنادار بوده‌اند. در دوره پس از نقطه تغییر، دمای کمینه در ایستگاه‌های اصفهان، تبریز و ارومیه روند کاهشی داشته است که این روند از نظر آماری معنادار نیست، در حالی که در سایر ایستگاه‌ها روند دمای کمینه افزایشی و در سطح ۹۹ درصد معنادار بوده است. با توجه به روند تغییر دمای کمینه در دو دوره مذکور، می‌توان گفت که تنها در ایستگاه ارومیه روند دمای کمینه در هر دو دوره کاهشی بوده است و در سایر ایستگاه‌ها، روند آن در دو دوره متفاوت بوده است. همچنین در بیشتر ایستگاه‌ها روند دمای کمینه در دوره پس از نقطه تغییر افزایشی بوده است. بر اساس یافته‌های

جدول ۳. نقطه تغییر، متوسط دمای بیشینه در دوره پیش و پس از نقطه تغییر و معناداری آزمون Buishand در ایستگاه‌های مورد مطالعه.

| ایستگاه | نقطه تغییر (سال) | متوسط دمای بیشینه پیش از نقطه تغییر | متوسط دمای بیشینه پس از نقطه تغییر | ارزش احتمال (p-value) |
|----------|------------------|-------------------------------------|------------------------------------|-----------------------|
| آبادان | ۱۹۹۷ | ۳۲/۷۲ | ۳۳/۸۲ | > 0.0001 |
| انزلی | ۱۹۸۱ | ۱۹/۵ | ۱۹ | > 0.0001 |
| بابلسر | ۱۹۹۴ | ۲۰/۶ | ۲۱/۴۲ | > 0.0001 |
| بوشهر | فاقد نقطه تغییر | - | - | ۰/۰۸ |
| اصفهان | ۱۹۹۴ | ۲۳/۲ | ۲۴/۲ | > 0.0001 |
| همدان | ۱۹۸۴ | ۱۸/۹۲ | ۱۹/۶ | ۰/۰۲۶ |
| کرمان | ۱۹۹۶ | ۲۴/۵ | ۲۵/۶ | > 0.0001 |
| کرمانشاه | ۱۹۹۳ | ۲۲/۳ | ۲۳/۹ | > 0.0001 |
| مشهد | ۱۹۹۳ | ۲۰/۸۷ | ۲۲/۲۶ | > 0.0001 |
| ارومیه | ۱۹۹۷ | ۱۷/۵ | ۱۸/۵ | ۰/۰۲۶ |
| شاهرود | ۱۹۹۵ | ۲۰/۴ | ۲۱/۲ | > 0.0001 |
| شیراز | ۱۹۹۷ | ۲۵/۵ | ۲۶/۵ | > 0.0001 |
| تبریز | ۱۹۹۴ | ۱۷/۷ | ۱۹/۳ | > 0.0001 |
| تهران | ۱۹۹۳ | ۲۲/۵ | ۲۳/۴ | ۰/۰۰۴ |
| زاهدان | ۱۹۹۶ | ۲۶/۶ | ۲۷/۳ | ۰/۰۴ |



شکل ۷. روند تغییرات متوسط سالانه دمای بیشینه در دوره (الف) پیش و (ب) پس از نقطه تغییر؛ نقطه تغییر برای هر یک از ایستگاه‌ها در جدول ۳ نشان داده شده است.

بیانگر این است که ایران طی چند دهه گذشته به طور تصاعدی خشک‌تر شده است.

مطابق انتظار به دلیل اینکه انزلی بیشترین بارش را دارد، مقدار کاهش بارش آن نیز بیشترین است (۶۳ mm در هر دهه)، اما این مقدار تنها معادل با کاهش ۳/۴ درصدی بارش این ایستگاه در هر دهه است. در حالی که در ایستگاه زاهدان با کمترین بارش تجمعی سالانه در بین ایستگاه‌های مورد بررسی، کاهش بارش به مقدار ۹/۷ mm در هر دهه معادل است با کاهش ۱۰/۹ درصدی بارش آن در هر دهه، که در بین ایستگاه‌ها بیشترین درصد کاهش را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر، بیشترین درصد کاهش در ایستگاه زاهدان با کمترین بارش سالانه اتفاق افتاده است. این نتیجه با مطالعات گذشته که بیان داشته‌اند در نتیجه گرمایش جهانی مناطق خشک دنیا خشک‌تر می‌شوند، هماهنگی دارد.

روند کاهشی که در بارش سالانه بیشتر مناطق ایران مشاهده شد که به معنای کاهش در میانگین بارش سالانه کشور است، برخلاف مطالعات انجام گرفته در مقیاس میانگین جهانی است که افزایش بارش را به واسطه افزایش دما نشان می‌دهند (برای مثال، استفنس و الیس، ۲۰۰۸). در واقع استفنس و الیس (۲۰۰۸) نشان دادند که افزایش دما به اندازه ۱ K، به ۲ درصد افزایش بارش در مقیاس میانگین جهانی می‌انجامد. در مقابل، نتایج مطالعه حاضر با نتایج ترنبرث و همکاران (۲۰۰۷) و ایوانس (۲۰۰۹) که نشان دادند مناطق جنب‌حاره‌ای در سال‌های اخیر خشک‌تر شده‌اند، مطابقت دارد. کاهش بارش در ایران که بیشتر مناطق آن دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک جنب حاره‌ای است، از نظر فیزیکی نیز قابل تأیید است. در مناطق جنب‌حاره‌ای که عمدتاً اقلیم خشک و نیمه‌خشک حاکم است، اقلیم گرم‌تر دلالت بر این دارد که زمان بیشتری لازم است تا جو از بخار آب اشباع شود و بارش شکل گیرد. به همین دلیل با افزایش دما، قبل از شکل‌گیری بارش، بخار آب بیشتری از مناطق جنب‌حاره‌ای به عرض‌های جغرافیایی بالاتر توسط گردش

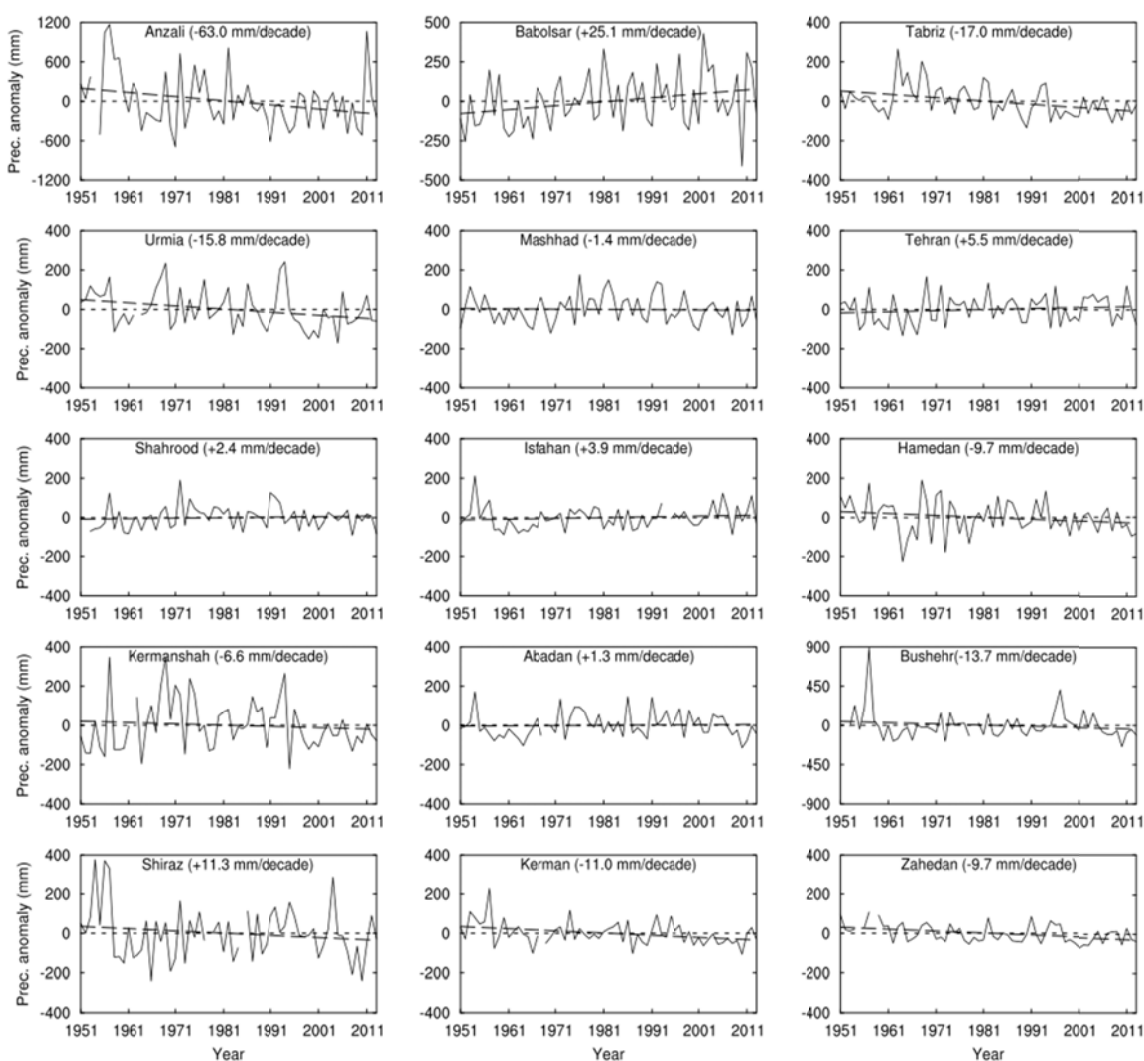
روند تغییر دمای بیشینه در دوره پیش از نقطه تغییر، در ایستگاه‌های همدان، شیراز، بابلسر و مشهد افزایشی بوده است که از لحاظ آماری در هیچ‌یک از این ایستگاه‌ها معنادار نیست. در سایر ایستگاه‌ها (به جز ایستگاه بوشهر که فاقد نقطه تغییر است) روند تغییر دمای بیشینه کاهشی بوده است (که از لحاظ آماری در ایستگاه‌های زاهدان و اصفهان در سطح ۹۵ درصد و در ارومیه در سطح ۹۹ درصد معنادار بوده است) که نشان می‌دهد به‌طور کلی دمای بیشینه در بیشتر مناطق ایران تا پیش از نقطه تغییر روند کاهشی داشته است. در دوره پس از نقطه تغییر، به جز ایستگاه‌های زاهدان که دارای روند کاهشی در دمای بیشینه است و بوشهر که فاقد نقطه تغییر است، در سایر ایستگاه‌ها روند دمای بیشینه پس از نقطه تغییر افزایشی بوده است که این روند افزایشی در ایستگاه‌های مشهد و بندر انزلی از لحاظ آماری در سطح ۹۹ درصد معنادار است (شکل ۷ و جدول ۳).

۴. روند تغییر بارش

تغییرات سالانه بی‌هنجاری‌های بارش در ۱۵ منطقه ایران به‌همراه رگرسیون‌های خطی در دوره ۲۰۱۳-۱۹۵۱ در شکل ۸ نشان داده شده است. بارش در مناطق مختلف ایران تغییرپذیری سالانه زیادی را نشان می‌دهد که نشانه احتمال زیاد وقوع خشک‌سالی‌ها و سیلاب‌هاست. باوجود تغییرات درخور توجه سالانه، بیشتر مناطق ایران روند کاهشی را در مقدار بارش تجربه کرده‌اند؛ اگرچه در برخی مناطق روند افزایشی نیز مشاهده می‌شود. در ایستگاه‌های بابلسر، تهران و شاهرود روند بارش تجمعی سالانه افزایشی است که تنها در بابلسر از نظر آماری در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنادار است. در سایر ایستگاه‌ها روند بارش تجمعی سالانه کاهشی است که این روند کاهشی در ایستگاه‌های انزلی و ارومیه در سطح ۹۵ درصد اطمینان و در ایستگاه‌های کرمان، تبریز و زاهدان از نظر آماری در سطح ۹۹ درصد اطمینان، معنادار است. کاهش مقدار بارش، به همراه افزایش دمای هوا در بیشتر مناطق ایران

شواهد بسیاری وجود دارد که تأیید می‌کنند در مناطق حاره‌ای که اقلیم مرطوبی دارند، دمای سطحی بیشتر، به افزایش بارش می‌انجامد. برای مثال، در هنگام وقوع ال‌نینو، بیشتر بودن دمای سطح دریا در شرق و مرکز اقیانوس آرام در مناطق حاره‌ای، افزایش بارش در این مناطق را به همراه دارد. در عرض‌های جغرافیایی بالا نیز به دلیل اقلیم سردشان، ظرفیت نگهداری بخار آب در جو کم است؛ بنابراین گرمایش باعث افزایش ظرفیت نگهداری بخار آب در جو و در نتیجه افزایش بارش در این مناطق می‌شود.

کلی جو منتقل می‌شود. همچنین، با افزایش دما در مناطق خشک و نیمه‌خشک جنب‌حاره‌ای، با وجود افزایش احتمالی رطوبت ویژه به‌واسطه افزایش تبخیر-تعرق، از این رو که رطوبت ویژه اشباع نیز با افزایش دما به‌شدت افزایش می‌یابد، تراز میعان به ارتفاع بالاتری می‌رود که در نتیجه کاهش بارش را در پی دارد. در مقابل، افزایش بارش میانگین جهانی به‌واسطه گرمایش زمین به این دلیل است که در مناطق حاره‌ای و عرض‌های جغرافیایی بالا (جنب قطبی)، افزایش دما باعث افزایش بارش می‌شود (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). در واقع



شکل ۸. تغییرات سالانه بی‌هنجاری بارش در ۱۵ ایستگاه همدیدی ایران برای دوره ۲۰۱۳-۱۹۵۱، به‌همراه رگرسیون خطی و مقدار تغییرات در هر دهه.

تغییر دماهای کمینه و بیشینه نشان داد روند افزایشی دمای کمینه مشهودتر از روند افزایشی دمای بیشینه بوده است؛ این امر با مطالعه‌های گذشته هم‌خوانی دارد (کارل و همکاران، ۱۹۹۳؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۶a) و عمدتاً ناشی از گسترش شهرسازی است که نقش مؤثری در افزایش دمای کمینه دارد. همچنین، آلودگی هوای شهری باعث کاهش تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین می‌شود؛ بنابراین روند افزایش دمای بیشینه را کند می‌کند.

روند کاهشی بارش که در نتیجه افزایش دما در بیشتر مناطق ایران مشاهده شد، برخلاف مطالعات انجام گرفته در مقیاس جهانی است که بر اساس آن‌ها افزایش دما باعث افزایش بارش در مقیاس میانگین جهانی می‌شود. در مقابل، مطالعه حاضر با مطالعه‌های انجام گرفته در مناطق جنب‌حاره‌ای که کاهش بارش را نشان می‌دهند، مطابقت دارد (ترنیرث و همکاران، ۲۰۰۷؛ ایوانس، ۲۰۰۹). در واقع، اقلیم گرم مناطق خشک و نیمه‌خشک جنب‌حاره‌ای که بیشتر مناطق ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد، باعث می‌شود که زمان بیشتری برای اشباع جو از بخار آب و شروع بارش صرف شود؛ بنابراین بخار آب بیشتری از طریق گردش کلی جو و قبل از شکل‌گیری بارش به عرض‌های جغرافیایی بالاتر منتقل می‌شود. همچنین، با افزایش دما در مناطق خشک و نیمه‌خشک جنب‌حاره‌ای، با وجود افزایش احتمالی رطوبت ویژه به‌واسطه افزایش تبخیر-تعرق، چون رطوبت ویژه اشباع با افزایش دما به‌شدت افزایش می‌یابد تراز میعان به ارتفاع بالاتری می‌رود که در نتیجه کاهش بارش را در پی دارد.

مقایسه روند دما در دو دوره پیش و پس از نقطه تغییر نشان داد که دما در ایران عمدتاً در دهه‌های ۱۹۸۰ و به‌ویژه دهه ۱۹۹۰ دچار یک جهش شده است؛ بنابراین عمده روند گرمایشی رخ داده در ایران به سال‌های پس از دهه ۱۹۹۰ مربوط است. روند تغییرات نیز نشان داد که دمای متوسط روزانه در دوره پس از نقطه تغییر در همه ایستگاه‌ها یک روند افزایشی داشته است؛ این مسئله نشان

بررسی نقطه تغییر بارش نشان می‌دهد که تنها در سه ایستگاه ارومیه (۱۹۹۴)، تبریز (۱۹۸۲) و زاهدان (۱۹۹۶)، آماره Buishand یک نقطه تغییر معنادار را در سری زمانی داده‌های مجموع بارش سالانه نشان می‌دهد. در ایستگاه ارومیه این نقطه جهش در سطح ۹۵ درصد و در ایستگاه‌های تبریز و زاهدان در سطح ۹۹ درصد معنادار است. بررسی وضعیت بارش در پیش و پس از نقطه تغییر در این سه ایستگاه نشان می‌دهد که بارش به‌طور متوسط در این سه ایستگاه در دوره پس از نقطه تغییر به ترتیب ۶۳، ۷۳ و ۳۵ میلی‌متر در مقایسه با دوره قبل از نقطه تغییر کاهش داشته است. بررسی روند بارش در این سه ایستگاه نیز نشان می‌دهد که بارش در دوره قبل از نقطه تغییر در ایستگاه‌های ارومیه و زاهدان، شیب کاهشی و در ایستگاه تبریز، شیب افزایشی داشته است؛ اگرچه در هیچ‌یک از این ایستگاه‌ها روند مشاهده‌شده از لحاظ آماری معنادار نیست. در دوره پس از نقطه تغییر نیز بارش سالانه در ایستگاه‌های تبریز و ارومیه شیب کاهشی را نشان می‌دهد؛ این وضعیت نشان‌دهنده تداوم روند کاهشی بارش طی سال‌های اخیر در این منطقه است، درحالی‌که در ایستگاه زاهدان شیب تغییرات بارش افزایشی بوده است، اما از نظر آماری معنادار نیست. اگرچه به‌طور کلی متوسط بارش در دوره پس از نقطه تغییر در ایستگاه زاهدان کمتر از بارش در دوره پیش از نقطه تغییر بوده است، اما طی چند سال اخیر، بارش در این ایستگاه بیش از سال‌های قبل بوده است که باعث شده است روند افزایشی در آن مشاهده شود.

۶. نتیجه‌گیری

با استفاده از داده‌های دما و بارش در ۱۵ ایستگاه همدیدی در سرتاسر ایران روند تغییر دما و بارش در این مناطق برای دوره آماری ۲۰۱۳-۱۹۵۱ بررسی شد. نتایج نشان داد که در بیشتر مناطق ایران روند تغییر دما، افزایشی و روند تغییر بارش، کاهشی بوده است که مؤید خشک‌تر شدن بیشتر مناطق ایران طی چند دهه اخیر است. مقایسه روند

شماره ۱۳، صص ۷۷-۹۴.
 عزیزی، ق.، فرجی سبکبار، ح.، عباسپور، ر.ع. و صفرزاد، ط.، ۱۳۸۹، مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، ۳۵-۵۱.

گلزاری پرتو، ل.، ۱۳۹۴، شبیه‌سازی اثر خشک شدن دریاچه ارومیه بر بارش منطقه شمال غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۴، صص ۱۳۷-۱۴۷.

محمدی، ب.، ۱۳۹۰، تحلیل روند بارش سالانه ایران، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۴۳ (۳)، صص ۹۵-۱۰۶.

مفیدی، ع.، حمیدیان‌پور، م.، سلیقه، م. و علیجانی، ب.، ۱۳۹۲، تعیین زمان آغاز، خاتمه و طول مدت وزش باد سیستان با بهره‌گیری از روش‌های تخمین نقطه تغییر، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۸، صص ۸۷-۱۱۳.

Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Tank, A.M.G.K., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Kumar, K. R., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M. and Vazquez-Aguirre, J. L., 2006, Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J Geophys Res* 111:D05,109.

Alizadeh-Choobari, O., Ahmadi-Givi, F., Mirzaei, N. and Owlad, E., 2016b, Climate change and anthropogenic impacts on the rapid shrinkage of Lake Urmia. *Int J Climatol* 36:4276-4286. doi: 10.1002/joc.4630.

Alizadeh-Choobari, O., Ghafarian, P. and Adibi, P., 2016a, Inter-annual variations and trends of the urban warming in Tehran. *Atmos Res* 170:176-185. doi:10.1016/j.atmosres.2015.12.001.

Alizadeh-Choobari, O. and Najafi, M. S., 2017, Extreme weather events in Iran under a changing climate. *Clim Dyn*, in press. doi: 10.1007/s00382-017-3602-4.

Buishand, T. A., 1982, Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology* 58, 11-27.

Cess, R. D., Udelhofen, P. M., 2003, Climate

می‌دهد که روند افزایش دمای میانگین روزانه طی دو دهه اخیر، در مقایسه با دهه‌های پیش از ۹۰ میلادی شدت بیشتری داشته است. برخلاف دما، بارش از یک نقطه تغییر معین برخوردار نیست و تنها در ایستگاه‌های ارومیه، تبریز و زاهدان مجموع بارش سالانه دارای یک نقطه تغییر معنادار با روند کاهشی است؛ بنابراین با وجود روند کاهشی مشاهده شده در مقدار بارش ایران طی ۶۳ سال گذشته، به‌طور کلی بارش در بسیاری از نقاط ایران فاقد نقطه جهش است؛ این امر با یافته‌های محمدی (۱۳۹۰) که روند بارش را در برخی شهرهای بزرگ ایران طی نیم قرن گذشته مطالعه کرده است، مطابقت دارد.

مراجع

صفرزاد، ط.، عزیزی، ق.، محمدی، ح. و فرجی سبکبار، ح.، ۱۳۹۴، تغییرپذیری شدت برفشار سبیری در دوره تشدید گرمایش جهانی، جغرافیا و مخاطرات محیطی، change during 1985-1999: Cloud interactions determined from satellite measurements. *Geophys Res Lett* 30, 1019. doi: 10.1029/2002GL016128.

Chen, J. L., Wilson, C. R. and Tapley, B. D., 2013, Contribution of ice sheet and mountain glacier melt to recent sea level rise. *Nature Geosci* 6(7), 549. doi:10.1038/ngeo1829.

Childs, P. P. and Raman, S., 2005, Observations and numerical simulations of urban heat island and sea breeze circulations over New York city. *Pure Appl Geophys* 162(10), 1955-1980. doi:10.1007/s00024-005-2700-0

Cook, J., Nuccitelli, D., Green, S. A., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., Way, R., Jacobs, P. and Skuce, A., 2013, Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature. *Environ Res Lett* 8(2), 024,024. doi:10.1088/1748-9326/8/2/024024.

Cook, B. I., Puma, M. J. and Krakauer, Y., 2010, Irrigation induced surface cooling in the context of modern and increased greenhouse gas forcing. *Clim Dyn* 37, 1587-1600. doi: 10.1007/s00382-010-0932-x.

Coumou, D. and Rahmstorf, S., 2012, A decade of weather extremes. *Nature Clim Change* 2(7), 491. doi:10.1038/nclimate1452.

Evans, J. P., 2009, 21st century climate change in

- the Middle East. *Climatic Change* 92(3), 417–432. doi:10.1007/s10584-008-9438-5.
- Hulme, M., 2014, Attributing weather extremes to 'climate change': A review. *Prog Phys Geogr* 38(4):499–511. doi:10.1177/0309133314538644.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Steffen, K., Cappelen, J., Huff, R., Shuman, C., Irvine-Fynn, T., Wise, S. and Griffiths, M., 2008, Increased runoff from melt from the Greenland ice sheet: A response to global warming. *J Clim* 21(2), 331–341.
- Huber, M. and Knutti, R., 2012, Anthropogenic and natural 459 warming inferred from changes in Earth's energy balance. *Nature Geosci* 5(1), 31.
- IPCC, 2013, Climate change 2013, The physical science basis exit EPA disclaimer. Contribution of working groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, [Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P. M., (eds.)]. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. and New York, NY, USA.
- Kalnay, E., Cai, M., Li, H. and Tobin, J., 2006, Estimation of the impact of land surface forcings on temperature trends in eastern United States. *J Geophys Res* 111:D06,106. doi: 10.1029/2005JD006555.
- Karl, T. R., Jones, P. D., Knight, R. W. and Kukla, G., 1993, A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull Amer Meteor Soc* 74(6), 1007–1023.
- Knowles, N., Dettinger, M. D. and Cayan, D. R., 2006, Trends in snowfall versus rainfall in the western United States. *J Clim* 19(18), 4545–4559.
- Kueppers, L. M., Snyder, M. A. and Sloan, L. C., 2007, Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change. *Geophys Res Lett* 34: L03703. doi: 10. 1029/2006GL028679.
- Kusaka, H. and Kimura, F., 2004, Coupling a single-layer urban canopy model with a simple atmospheric model: impact on urban heat island simulation for an idealized case. *J Meteor Soc Japan* 82, 67–80.
- Lucas, C., Timbal, B. and Nguyen, H., 2014, The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs: Climate Change* 5(1), 89–112.
- Philipona, R. and Dürr, B., 2004, Greenhouse forcing outweighs decreasing solar radiation driving rapid temperature rise over land. *Geophys Res Lett* 31, L22,208.
- Reyes-Fox, M., Steltzer, H., Trlica, M. J., McMaster, G. S., Andales, A. A., LeCain, D. R. and Morgan, J. A., 2014, Elevated CO2 further lengthens growing season under warming conditions. *Nature* 510(7504), 259–262.
- Rossow, W. B. and Duenäs, E. N., 2004, The international satellite cloud climatology project (ISCCP) web site: An online resource for research. *Bull Amer Meteor Soc* 85(2), 167–172.
- Saeidabadi, R., Najafi, M. S., Roshan, G. R., Fitchett, M. J. and Abkharabat, Sh., 2016, Modelling Spatial, Altitudinal and Temporal Variability of Annual Precipitation in Mountainous Regions: The Case of the Middle Zagros, Iran, Asia-Pac. *J. Atmos. Sci.*, 52(5), 437-449.
- Stephens, G. L. and Ellis, T. D., 2008, Controls of global-mean precipitation increases in global warming GCM experiments. *J Clim* 21(23), 6141–6155. doi: 10. 1175/2008JCL12144.1.
- Stone R. S., Dutton E. G. , Harris J. M. and Longenecker D., 2002, Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change. *J Geophys Res* 107(D10):4089. doi: 10.1029/2000JD000286.
- Sun, B., 2003, Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based and ISCCP D2 data. *Geophys Res Lett* 30(2), 1053.
- Trenberth, K., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J., Rusticucci, M. B. S. and Zhai, P., 2007, Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H. L., (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Trends and changes in air temperature and precipitation over different regions of Iran

Alizadeh-Choobari, O.^{1*} and Najafi, M. S.²

1. Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. Ph.D. Student, Climatology Department, Faculty of Geography and Planning, University of Tabriz, Iran

(Received: 04 Oct 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

Summary

Observations unequivocally show that climate change is happening in most regions of the globe. Warming which has been observed in most regions of the globe, particularly in recent decades, is the best manifestation of the climate change. In contrast to the warming of the most regions of the world, many places across the globe have experienced different changes in the amount and intensity of precipitation, such that under the global warming both increases and decreases of precipitation have been reported. Using meteorological records of fifteen ground stations across Iran for a 63-yr period from 1951 to 2013, trends of the minimum, maximum and daily mean near-surface air temperatures and annual accumulated precipitation are examined. Results indicated that the annual minimum, maximum and daily mean near-surface air temperatures in most regions of Iran have experienced increasing trends. Thus, Iran, like most regions of the world, has been rapidly warming over the past few decades. The observed increasing trend in air temperature is mostly attributed to the increase of the greenhouse gases due to human activities. In most regions of Iran, the increasing trends of the minimum temperature have been greater than those of the maximum temperature, the feature which has been mostly attributed to the urbanization development. Indeed, through blocking the outgoing longwave radiation, the urbanization development has effectively contributed to the more significant increase of the minimum temperature than the maximum. In addition, the urban air pollution decreases the incoming shortwave radiation reaching to the Earth surface; thereby partly contributes to the less increase of the maximum temperature compared to the minimum. As a result, a decreasing trend in the diurnal temperature range (the difference between the daytime maximum and nighttime minimum temperatures) is identified. Temperatures in most regions of Iran have experienced a changing point either in 1980s or 1990s, such that the mean temperature of the all regions during the period after the changing point was approximately 1.2 °C greater than the mean temperature during the period before the changing point. Under the warming, most regions of Iran have experienced decreasing trends in the annual accumulated precipitation, although most of the trends have not been statistically significant. The decrease of precipitation, and the increase of air temperature imply that Iran has become drier and more vulnerable to drought over the past few decades. The observed decreasing trend in precipitation over Iran is in contrast to the trend of global mean precipitation, for which the increase of precipitation under the global warming has been noted. Indeed, previous studies have indicated that 1K rise in temperature is associated with 2 percent increase in the global mean precipitation. However, the results of the present study are consistent with previous studies conducted over the subtropical regions. In a warmer climate, saturation of the atmosphere takes alonger time, which delays the onset of precipitation. Thus, in the arid and semi-arid regions of Iran with the dominant subtropical climate, more water vapour can be transported to higher latitudes by the general circulation of the atmosphere before precipitation can form. In contrast, previous studies have indicated that precipitation increases in both subpolar and tropical regions. We, therefore, argue that depending on the geographical location, the intensity and frequency of precipitation vary in response to the warming of the climate.

Keywords: Trends of temperature and precipitation, Climate change, Subtropical regions.