تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال دوم، شماره ۳، تابستان ۱۳۹٤
صفحات ۳۲-۱۵

تغییر آب‌وهوا و مخاطرات آب‌وهوایی شهر تهران

محمد سلیقه[۱]، دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی

دریافت مقاله: ۹۴/۰۱/۱۸ پذیرش نهایی: ۹۴/۶/۱۲

چکیده:

شهر تهران در جنوب کوههای البرز، امروزه مواجه با سه نوع مخاطره آب و هوایی است، مخاطره آب و هوایی ناشی از جغرافیا، مخاطره آب و هوایی ناشی از پایداری هوا و مخاطره آب و هوایی ناشی از گرمایش جهانی. هدف از این پژوهش مطالعه این سه نوع مخاطره در شهر تهران است. روش کار در این پژوهش بررسی روند تغییرات عوامل سینوپتیکی است که تحت تأثیر گرمایش جهانی و توسعه شهری دچار تغییراتی شده اند. بدین منظور ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت تغییرات پر ارتفاع جنب حاره ای در دو بازه زمانی ۵ ساله، بازه اول از ۱۹۴۸ تا ۱۹۵۲ و بازه دوم از ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که در بازه های زمانی نزدیک تغییراتی در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ژئوپتانسیل رخ داده است که باعث افزایش مخاطرات در شهر تهران شده است. بر اثر تغییرات آب وهوایی در دهه های اخیر، پایداری هوا و دوره تسلط آن بر نیوار شهر تهران افزایش یافته است. پایداری هوا در تهران به دو گروه پایداری های حرارتی و پایداری های برودتی تقسیم می شوند. عوامل انسان ساخت باعث تشکیل جزیره حرارتی، افزایش ارتفاع LCL شده و تراز تراکم هوا را به ارتفاع بالاتری انتقال داده است. تغییر میدان باد شهری، تشدید توربولانس های جوی، تشدید گرادیان های ترمودینامیک، فربه ای سیکلون های مهاجر ، از اثرات جزیره حرارتی شهر هستند.

واژگان کلیدی : مخاطره، گرمایش جهانی، گرد و غبار، طوفان، جزیره حرارتی

[۱] - نویسنده مسئول: Email: saligheh@khu.ac.ir

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

مقدمه

در شهرها بحران‌های آب‌وهوایی را به سه دسته می‌توان تقسیم کرد. دسته‌ی اول بحران‌های ناشی از موقعیت جغرافیایی و شرایط طبیعی، دسته‌ی دوم بحران‌های ناشی از پایداری‌های جوی و دسته‌ی سوم بحران‌هایی ناشی از تغییرات آب‌وهوای جهانی. تهران در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه‌ی شمالی و طول ۵۱ درجه‌ی شرقی، در دامنه‌ی جنوبی کوه‌های البرز و در غرب تپه‌های بی‌بی‌شهربانو در محیطی نیم‌بسته و محفوظ از طوفان‌های سهمگین عرض‌های پایین قرار دارد. نیمه‌ی جنوبی تهران با بیابان‌های وسیع دشت کویر مرکزی ایران مجاورت دارد. در ساختار کلی آب‌وهوای تهران سه عامل کوه، بیابان و بادهای غربی مؤثر هستند. کوه‌ها و بادهای غربی نقشی مثبت در آب‌وهوای تهران دارند اما میزان نفوذ آن‌ها بدان اندازه نیست که نقش منفی بیابان را خنثی کند. بادهای بیابانی در تابستان از جنوب شرق از ناحیه‌ی مسیله به سوی تهران می‌وزند. در این شرایط، تنگنای کوهستانی فضای تهران به گونه‌ای است که همه‌ی فضای آن را گردوغبار می‌پوشاند. این بادها بیشتر خشک و گاهی توأم با طوفان شن هستند.

توسعه‌ی تهران سبب توسعه‌ی جزیره‌ی حرارتی در آن شده است. معمولاً جزیره‌ی گرمایی تحت شرایط پایدار جوی، تشکیل و توسعه می‌یابد. بادهای محلی ترازهای پایین جو، به طور چشمگیری اثر جزیره‌ی گرمایی را از بین می‌برد و ریزش هوای سرد از دره‌های مجاور نیز امکان به وجود آمدن گرمایش شهری را نمی‌دهد. ایجاد و توسعه‌ی گردش‌های حرارتی مربوط به جزیره‌ی گرمایی شهری طی شب‌های زمستان همراه با استقرار شرایط سینوپتیکی واچرخندی امکان‌پذیر است.

در کل، عوامل اثرگذار در غلظت آلاینده‌های خیابان‌های شهری به چهار گروه تقسیم می‌شوند: الف) شاخص‌های ترافیکی ب) طرح هندسی ج) شرایط جوی (وارونگی) د) غلظت‌های زمینه. غلظت‌های زمینه مقدار آلاینده‌ای است که در شرایط بدون ترافیک در هوا وجود دارد. توزیع نواحی مسکونی و صنعتی نزدیک نواحی مطالعه در این مسئله اثرگذار است. جزیره‌ی حرارتی تهران سبب افزایش گرادیان‌های عمودی هوای تهران و تشدید ناپایداری‌ها می‌شود. تشدید ناپایداری‌ها طوفان‌های گردوغباری از نوع طوفان روزهای ۱۱ و ۱۲ خرداد ۱۳۹۳ تهران را به وجود می‌آورد.

ساختارهای شهری (ساختمان‌های مسکونی، اداری، آموزشی، تفریحی و...) در مناطق شهری عاملی به عوامل آب‌وهوایی اضافه می‌کنند که با عنوان عوامل انسان‌ساخت شناخته می‌شود. عوامل انسان‌ساخت در شهرها عبارت‌اند از انرژی آنتروپی، انرژی حمل‌ونقل، سوخت‌های فسیلی، فربه‌ای گرمای محسوس (نسبت به گرمای نهان)، تابش مضاعف (ناشی از بلندمرتبه‌سازی)، نقصان آلبدو و نقصان OLR (تابش طول موج بلند). این عوامل سبب تشکیل جزیره‌ی حرارتی، افزایش BLN[۱] (لایه‌ی مرزی)، تغییر میدان باد شهری، تشدید توربولانس‌های جوی، تشدید گرادیان‌های ترمودینامیک (عمودی و افقی)، فربه‌ای سیکلون‌های مهاجر و چرخندهای عرض‌های میانی، تغییرات تروپوسفری (افزایش ارتفاع تروپوپاوز)، افزایش ارتفاع LCL[۲]، کاهش رطوبت‌نسبی توده‌های هوا و افزایش تبخیر و تعرق می‌شوند. سطح LCL سطحی است که در آن بسته هوای صعودکننده به حالت اشباع می‌رسد و تراکم صورت می‌گیرد و ارتفاع پایین‌تر آن[۱/۲] زمان بیشتر و موقعیت بهتری را برای تشکیل و رشد ابر و ناپایداری در اختیار بسته هوا قرار می‌دهد. با افزایش سطح LCL توده‌های هوای مرطوب رسیده به ایران در ارتفاع بالاتری به اشباع می‌رسد که به کاهش بارش و تغییر نوع بارش از بارش‌های جامد به بارش‌های مایع می‌انجامد.

۱. Boundary Layer
۲. Lifting Condensation Level

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

در کل، دماهای شبانه (مانند دمای کمینه) بیشتر تحت تأثیر آثار شهری قرار می‌گیرد و توسعه‌ی شهرنشینی می‌تواند روند افزایشی دماهای کمینه‌ی شهرها را تشدید کند. به هنگام روز، به دلیل تلاطم و اختلاط و افزایش ارتفاع لایه‌ی مرزی، میزان گرمای تولیدشده در شهرها در حجم خیلی وسیع‌تر توزیع می‌گردد و، در نتیجه، تفاوت چندانی بین روند افزایشی دماهای بیشینه‌ی شهر و حومه ایجاد نمی‌شود. بنابراین، روند افزایشی دماهای بیشینه بر اثر توسعه‌ی شهرنشینی نمی‌تواند چشمگیر باشد.

مسئله‌ی اصلی مخاطرات آب‌وهوایی این شهر از جغرافیا، پایداری هوا و از گرمایش جهانی ناشی می‌شود. تمرکز انبوه جمعیت در این منطقه‌ی جغرافیایی سبب افزایش تأثیر این‌گونه مخاطرات شده است. تهران از جمله شهرهای بزرگ دنیاست که هم‌اکنون به شدت با مسئله‌ی آلودگی هوا، ریزگردها و طوفان‌های ناگهانی درگیر است. در برخی از روزهای سال مقدار عناصر آلوده‌کننده به قدری افزایش می‌یابد که زیستن را برای انسان تقریباً ناممکن می‌کند. با وجود این، به دلیل ضعف اطلاعات و آمار یا محرمانه بودن آن‌ها، ارقام دقیقی از مرگ‌ومیرها و خسارت‌های ناشی از آن منتشر نمی‌شود. این در حالی است که آمارهای آلودگی بسیار نگران‌کننده است. موقعیت جغرافیایی و شرایط توپوگرافی تهران نیز در تواتر و شدت این پایداری‌ها و اینورژن‌های حاصل از آن بی‌تأثیر نیست. وارونگی دمایی در بسیاری از اوقات سال در شهر تهران رخ می‌دهد، با این حال شدت آن ارتباط مستقیمی با شرایط سینوپتیکی حاکم دارد. شهر تهران سالیانه بیش از دویست روز دچار پدیده‌ی اینورژن است. حداقل ارتفاع اینورژن در اواخر پاییز و اوایل زمستان رخ می‌دهد و ارتفاع اینورژن با شدت آن همبستگی منفی دارد. گاز منواکسید کربن با سمت و سرعت باد همبستگی منفی و غلظت آن با شدت اینورژن رابطه‌ی مستقیم دارد. وزش بادهای شدید و مداوم از جمله عواملی است که می‌تواند، ضمن از بین بردن اینورژن‌ها، آلودگی‌ها را نیز از محیط خارج کند. در زمستان باد غالب شهر تهران از لبه‌ی غربی شهر و با جهت شمال غرب می‌وزد. این باد در بخش وسیعی از شهر جهتی غربی پیدا می‌کند و پس از طی این محدوده با جهت شمال غرب از جنوب شرق خارج می‌شود. در فصل بهار بیشترین بادها از سمت شمال غرب و غرب وارد و از جنوب شرق شهر خارج می‌شود. در فصل تابستان بادهای غالب شهر تهران بیشتر از سمت جنوب غرب وارد و پس از ورود به شهر به دو شاخه تقسیم می‌شود. در فصل پائیز عمده‌ی بادها غربی هستند.

اهمیت و ضرورت تحقیق از این‌جا ناشی می‌شود که مرکز سیاسی کشور با جمعیت ده‌ها میلیون نفر امروزه بیش از ۲۰۰ روز آلودگی جوی دارد. محاصره‌ی تهران در فضایی کمانی‌شکلِ ناهمواری خاصیت پالایشی بادهای غربی و جنوب شرق را کاهش می‌دهد و بنابراین در بیشتر مواقع هوا ساکن و بی‌تحرّک می‌شود. در نتیجه، این وضعیت منجر به پدیده‌ی خطرناک وارونگی هوا می‌گردد. در زمستان، به جز روزهای اندکی از فصل، در سایر روزها هوا صاف و آفتابی است. همچنین، به دلیل تشعشع شبانه و وجود برف بر روی ارتفاعات شمالی وقوع اینورژن‌های تشعشعی و جابه‌جایی بسیار معمول است. از طرفی با توجه به ویژگی‌های توپوگرافی و نیز خصوصیات ترمودینامیکی جو، پدیده‌ی اینورژن بر روی تهران در همه‌ی فصول بادوام است. ساخت توپوگرافیکی شهر تهران نیز نقش انکارناپذیری در تشدید آلودگی و اینورژن‌های شهر تهران دارد. وجود ارتفاعاتی که به صورت نعل‌اسبی شهر تهران را دربرگرفته است سبب می‌شود بادهای محلّی نتوانند هوای آلوده را از شهر خارج کنند. در پی همین، بخش بیشتر هوای آلوده تا زمان وزش بادهای تند میان شمال و جنوب شهر جابه‌جا می‌شود. در نتیجه‌ی وضعیت موجود شهر، ضرورت تحقیق بیش از پیش افزایش می‌یابد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

پیشینه‌ی مطالعه‌های صورت گرفته درباره‌ی شرایط جوی تهران فراوان است. همچنین، مطالعه‌ی تغییرات آب‌وهوا و روند آن در سطح جهان و ایران موضوعی است که بسیاری از اقلیم‌شناسان در سطح جهان به آن توجه می‌کنند. راماسامی۱ و همکاران (Ramasamy et al.,۱۹۹۸) در استرالیا روند بارش باران سنگین، بارش کل و تعداد روز خشک را در دوره‌ی ۸۰ ساله مطالعه کردند. آن‌ها پی برده‌اند که تغییرات در تعداد روز خشک از نظر آماری در بیش از ۵۰ درصد از ایستگاه‌ها معنی‌دار بوده است. کوربیس۲ و همکاران (Kurbis et al., ۲۰۰۹)، روند افزایش دما، نقطه‌ی شبنم و بارش اروپای مرکزی را با استفاده از سری‌های ۱۱۲ ساله برای پوتسدام و سری‌های طولانی‌مدت مطالعه کردند. آنان نتیجه گرفتند که زمستان‌های خیلی سرد فقط تا نیمه‌ی قرن بیستم رخ داده است در حالی‌که زمستان‌های گرم روند افزایشی را نشان می‌دهد. ضیائیان و همکاران (۱۳۸۳) به بررسی تغییر نوع و روند بارش در شهر زنجان طی یک دوره‌ی آماری ۴۵ ساله پرداختند. آنان برای بررسی معنی‌دار بودن روند از آزمون کندال استفاده کردند و به این نتیجه دست یافتند که بیشتر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی هستند.

بررسی‌ها نشان می‌دهد دما در تهران طی ۵۵ سال اخیر تغییر کرده است. این تغییر از نوع نوسان‌های کوتاه‌مدت اقلیمی و روند است. تغییر مذکور در سری‌های مربوط به دمای سالیانه و دماهای حداقل و حداکثر سالیانه عمدتاً در اواخر دهه‌ی۱۹۷۰ مشهود است. در بررسی سری‌های زمانی مربوط به عنصر بارش، نشان داده شده است که بیشتر تغییرات احتمالی از نوع نوسان‌های کوتاه‌مدت آب‌وهوایی و بدون روند معنی‌دار است. تغییرات از نوع روند برای عنصر دمای سالیانه دماهای حداقل و حداکثر سالیانه افزایشی و در جهت مثبت بوده است. در این بین، پدیده‌ی افزایش برای دمای سالیانه و دماهای حداقل سالیانه شدیدتر بوده است. اما تغییرات سری‌های مربوط به بارش مستقل از سایر سری‌های زمانی عمل کرده و نوسان‌های پی‌درپی داشته است. بیشترین تغییرات ناگهانی در سری‌ها مربوط به بارش سالیانه و فصلی بی‌معنی است (حجازی زاده و همکار، ۱۳۸۸).

اخیراً یکی از مباحث بسیار مهم درباره‌ی آب‌وهوای مناطق گوناگون موضوع اقلیم و تغییر آن به صورت وضعیتی برگشت‌ناپذیر است که بسیاری از محققان به ابعاد گوناگون این مهم پرداخته‌اند. یکی از مظاهر و پیامدهای این پدیده تغییر در عناصر اقلیمی به ویژه دما و بارش مناطق گوناگون است. به هم خوردن اندکی از تعادل اقلیم جهان سبب شده متوسط درجه‌ی حرارت کره‌ی زمین روند افزایشی داشته باشد (IPCC: ۱۸۷۵-۲۰۰۱). به طوری که، در سال ۲۰۰۱ هیئت بین‌المللی تغییر اقلیم گزارش داد که اقلیم در حال تغییر و گرمایش جهانی در حال وقوع است (Dracup et al., ۲۰۰۵: ۴۳۸). چنین پدیده‌ای به علت افزایش غلظت گازهای گل‌خانه‌ای در اتمسفر است (Detinger et al., ۲۰۰۴: ۳۱۲). از طرفی، اثباط وجود روند معنی‌دار در یک سری زمانی بارندگی به تنهایی نمی‌تواند دلیل قاطعی بر وقوع تغییر اقلیم در یک منطقه باشد، بلکه فرض رخداد آن را تقویت می‌کند (Serrano et al., ۱۹۹۹: ۸۶). از این رو، با توجه به اهمیت موضوع، بررسی کمی و کیفی دما و بارش ایستگاه تهران جایگاه ویژه‌ای دارد و شناخت رفتار سری‌های زمانی مذکور و کشف وجود تغییرات احتمالی در آن نیز به روش آماری ـ گرافیکی مطمئن و معمول در محافل علمی جهان ضرورتی اجتناب‌ناپذیر است. در پیشینه‌ی اقلیم‌شناسی جهان تاکنون مطالعات فراوانی درباره‌ی اقلیم و تغییرات آن در مناطق گوناگون صورت گرفته است. بسیاری از مطالعه‌ها بر محوریت بررسی و تحلیل رفتار بلندمدت دما و بارش و تغییرات آن‌ها درباره‌ی روند افزایش متوسط دمای جهانی و منطقه‌ای صورت گرفته و روش‌های آماری شاخصیک و

۱.Ramasamy

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

ناشاخصیک به ویژه روش من ـ کندال متعدد استفاده شده است. بسیاری از بلایای طبیعی به طور مستقیم و غیر مستقیم با تغییر اقلیم توجیه‌پذیرند. برای مثال، بر اساس نتیجه‌های حاصل از مطالعات تغییر اقلیم در حوضه‌ی دریای مدیترانه، رابطه‌ی بین کاهش دما و بارش و کمبود آب و افزایش خطر آتش‌سوزی جنگل‌های منطقه به اثبات رسیده است.

بررسی سری‌های زمانی ماکزیمم و مینیمم درجه‌ی حرارت ایستگاه‌های جنوب برزیل طی سال‌های ۱۹۶۰-۲۰۰۲ نشان داد که روند دمای مینیمم افزایش شیب داشته، اما روند دمای ماکزیمم دارای شیب ملایم بوده است(Marengo et al., ۲۰۰۸: ۹۰۳).

در پیشینه‌ی جغرافیایی ایران درباره‌ی بررسی تغییر اقلیم به روش‌های شاخصیک و ناشاخصیک می‌توان به کارهای ارزشمند کاویانی (۱۳۸۲)، عساکره (۱۳۸۳)، رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۸۳)، کتیرایی بروجردی و همکاران (۱۳۸۴) و حجام و همکاران (۱۳۸۷) اشاره کرد. مطالعات اخیر درباره‌ی دما و بارش ایستگاه‌های سواحل جنوب دریای خزر طی ۱۹۵۵-۱۹۹۴ به منظور بررسی وجود انحراف احتمالی و شناسایی تغییرات داده‌ها و نوع و زمان آن با استفاده از روش من ـ کندال بود. نتیجه‌ی مطالعات نشان داد زمان شروع بیشتر تغییرات ناگهانی و از هر دو نوع روند و نوسان بوده است. علاوه بر این، در بیشتر ایستگاه‌ها دمای حداقل روند مثبت و دمای حداکثر روند منفی را نشان می‌دهد (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۷: ۲۶).

همچنین، مطالعه‌ای مقایسه‌ای بین روندهای دما و باد در تهران و ورامین طی یک دوره‌ی ۴۰ ساله انجام شد. این مقایسه نشان‌دهنده‌ی روند فزاینده‌ی دماهای کمینه‌ی تهران نسبت به ورامین است. آهنگ افزایش میانگین سالیانه‌ی دمای کمینه در تهران چهار برابر ورامین است. در تهران، هر سال میزان افزایش دما ۰/۰۶۵ درجه‌ی سانتیگراد و ورامین ۰/۰۱۶ درجه‌ی سانتیگراد است (رنجبر سعادت آبادی، ۱۳۸۴: ۱۷۱).

سؤال‌ها و هدف کلی این تحقیق بررسی مخاطرات اقلیمی شهر تهران است که در سال‌های اخیر بارزتر شده‌اند. تغییرات اقلیمی اخیر سبب افزایش دما و تغییراتی در جزیره‌ی حرارتی شهرها و رخداد پدیده‌هایی نظیر اینورژن شده است. این تغییرات به ویژه برای کلان‌شهری چون تهران که از نظر جغرافیایی کمتر پالایش‌پذیر است اهمیت بیشتری دارد. تهران شهری است که عوارض توپوگرافی آن را از دسترس بادهای محلی و منطقه‌ای دور نگه داشته است و در بخش بزرگی از سال نیز با نفوذ پرفشارهای جنب‌حاره‌ای با پایداری جوی همراه است. از این رو، از دیدگاه اقلیم‌شناسی، شرایط جوی و غیر جوی در آن مناسب برای تهویه‌ی آلودگی‌های کلان‌مقیاس نیست که در نتیجه‌ی توسعه‌ی شهری به وجود آمده‌اند. تغییرات در مؤلفه‌های سینوپتیکی می‌تواند این مخاطرات را عمیق‌تر کند. هدف این پژوهش بررسی روند تغییرات مؤلفه‌های سینوپتیکی است که تحت تأثیر گرمایش جهانی و توسعه‌ی شهری دچار تغییرات شده‌اند. بر اثر تغییرات آب‌وهوایی در دهه‌های اخیر، پایداری هوا و دوره‌ی تسلط آن بر نیوار شهر تهران افزایش یافته است. عوامل انسان‌ساخت سبب تشکیل جزیره‌ی حرارتی، افزایش ارتفاع LCL شده و تراز تراکم هوا را به ارتفاع بالاتری انتقال داده است. تغییر میدان باد شهری، تشدید توربولانس‌های جوی، تشدید گرادیان‌های ترمودینامیک و فربه‌ای سیکلون‌های مهاجر از آثار جزیره‌ی حرارتی شهر تهران هستند.

سؤالات اصلی این تحقیق به شرح زیر هستند:

۱. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی در تهران تحت تأثیر تغییر اقلیم جهانی چگونه است؟
۲. توسعه‌ی کلان‌شهر تهران چه تأثیرات ترمودینامیکی بر سیستم‌های سینوپتیک دارد؟
۳. توسعه‌ی کلان‌شهر تهران چه تأثیراتی بر میدان باد و تندی و سرعت آن دارد؟

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

۴. عناصر آب‌وهوایی چه تأثیراتی از توسعه‌ی کلان‌شهر تهران می‌پذیرد؟

داده‌ها و روش کار

تهران، شهری در ارتفاع متوسط ۱۱۰۰ متر، از نظر شرایط آب‌وهوایی در بیشتر موارد هوایی آرام دارد. وجود وارونگی‌های دمایی فراوان به ویژه در دوره‌ی سرد سال و استقرار سامانه‌های پرفشار در زمستان، همگی حاکی از احتمال بالای پایداری هوای شهری است. بادهای غالب به ترتیب غربی و شرقی هستند. یعنی این‌که بادهای غربی آلاینده‌های غرب و بادهای شرقی آلاینده‌های شرق را به داخل شهر آورده و در مراکز آن متراکم می‌کنند.

تهران در دامنه‌های جنوبی کوه‌های البرز در محدوده‌ای از شرایط آب‌وهوایی واقع شده است که در بازه‌ای از زمان تحت تأثیر سیستم‌های عرض‌های میانی و در بازه‌ای دیگر متأثر از سیستم‌های عرض‌های پایین جغرافیایی قرار می‌گیرد. ناهمواری‌های کمانی‌شکل در اطراف تهران، نقش بی‌بدیلی در اقلیم آن دارد. گسترش شهر در این محیط بسته سبب تشدید مخاطرات آب‌وهوایی شده است. اگر وارونگی در هر محیطی می‌تواند علت تشدید آلودگی‌های جوی شود، در محیط بسته‌ی تهران به صورت مضاعف تأثیرگذار خواهد بود. بدین منظور بررسی موقعیت تهران در این منطقه‌ی جغرافیایی اهمیت دارد. شکل شماره‌ی ۱ موقعیت تهران را در جنوب کوه‌های البرز نشان می‌دهد. تهران از جهت شمال با دامنه‌های جنوبی البرز و از جانب شرق با رشته‌کوه‌های بی‌بی‌شهربانو محصور شده است. استقرار در پناه این ناهمواری‌ها سبب تشدید مخاطرات آب‌وهوایی شده است. این موقعیت جغرافیایی سبب شده جریان بادهای منطقه‌ای کمتر در تهویه‌ی هوای تهران مؤثر باشند.



شکل ۱. موقعیت تهران را در جنوب کوه‌های البرز نشان می‌دهد. تهران از جهت شمال با دامنه‌های جنوبی البرز و از جانب شرق با رشته‌کوه‌های بی‌بی‌شهربانو محصور شده است. استقرار در پناه این ناهمواری‌ها سبب تشدید مخاطرات آب‌وهوایی در این شهر شده است. این موقعیت جغرافیایی سبب شده جریان بادهای منطقه‌ای کمتر در تهویه‌ی هوای تهران مؤثر باشند.

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش الف) استفاده از داده‌های ایستگاه‌های زمینی و ب) استفاده از داده‌های ترازهای میانی و بالایی تروپوسفر است. بدین منظور، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تغییرات پر ارتفاع جنب‌حاره‌ای در دو بازه‌ی زمانی پنج ساله، بازه‌ی اول از ۱۹۴۸ تا ۱۹۵۲ و بازه‌ی دوم از ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴، انتخاب شد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

منبع داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی مزبور به صورت روزانه از پایگاه داده‌ای NOAA استخراج شد. همچنین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی برای بررسی تغییرات آن تهیه شد. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی اساس و پایه‌ی تحولات آب‌وهوایی تهران است. به منظور بررسی وضعیت حرکات عمودی نیوار، میانگین داده‌های بلندمدت حرکات قائم جوی لازم بود که این داده‌ها نیز پس از استخراج از سال ۱۰۴۵ تا ۲۰۱۴ بررسی شد تا مشخص شود در چه بازه‌هایی از سال حرکات جوی تهران صعودی یا نزولی است. تغییرات این حرکات صعودی یا نزولی نیز در دو بازه‌ی اول و دوم ارزیابی گردید. روش پردازش داده‌ها تبدیل داده‌های خام به نقشه‌های تفسیرپذیر است. تهیه‌ی نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی از این داده‌های خام، قابلیت تفسیر را برای آن‌ها امکان‌پذیر می‌کند. در این مطالعه تغییراتی بررسی گردید که در جابه‌جایی مراکز پرفشار حجنب حاره، تغییرات محدوده‌ی استقرار شرایط صعودی، تغییرات میدان باد بر اثر توسعه‌ی شهری، تغییرات تراز تراکم توده‌های هوا بر اثر توسعه‌ی شهری، کانالیزه شدن باد در تهران، بارش اسیدی و فرونشست‌های اسیدی و افزایش دما ناشی از توسعه‌ی جزیره‌ی حرارتی شهر تأثیرگذار بودند.

شرح و تفسیر نتایج

با توجه به موقعیت جغرافیایی تهران، توده‌های هوایی نفوذی به آن تحت تأثیر شدید موقعیت شهر قرار می‌گیرد. توسعه‌ی شهر در ابعاد فوق‌العاده زیاد آثار ناشی از جزیره‌ی حرارتی را در آن بیش از پیش نمودار ساخته است. آثار جزیره‌ی حرارتی سبب تغییرات مهمی در شرایط آب‌وهوایی آن شده است. در این مطالعه، جابه‌جایی مراکز پرفشار جنب حاره، تغییرات شرایط صعودی، تغییرات میدان باد، تراز تراکم توده‌های هوا، کانالیزه شدن باد، بارش اسیدی و افزایش دما بررسی می‌شوند.

مخاطرات آب‌وهوایی ناشی از پایداری هوا در تهران

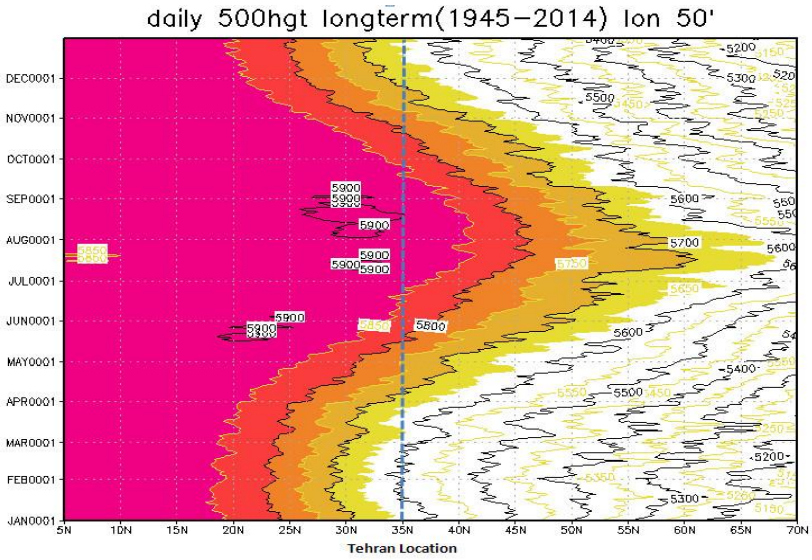
بر اثر تغییرات آب‌وهوایی در دهه‌های اخیر، پایداری هوا و دوره‌ی تسلط آن بر نیوار شهر تهران افزایش یافته است. یکی از عوامل مهم مخاطرات در شهر تهران از پایداری‌های نیوار حاصل می‌شود. پایداری هوا در تهران را می‌توان به دو گروه پایداری‌های حرارتی و پایداری‌های برودتی تقسیم کرد.

پایداری حرارتی

پایداری‌های حرارتی در دوره‌ی گرم سال تهران ظاهر می‌شود. در پایداری حرارتی همه‌ی سطوح زیرین، میانی و زبرین وردسپهر گرم است. پایداری‌های برودتی در دوره‌ی سردسال ظاهر می‌شود. پایداری‌های حرارتی در تهران با گسترش و نفوذ پرفشار جنب‌حاره‌ای بر روی آن آغاز می‌شود. با رسیدن این پرفشار جوی آرام بر تهران مسلط می‌شود و توده‌هواهای مرطوب نمی‌توانند این سد نیرومند مستقر شده را کنار بزنند و وارد نیوار تهران گردند. شکل شماره‌ی ۲ جابه‌جایی پرفشار جنب‌حاره‌ای در امتداد عرض جغرافیایی، در طی سال و استقرار آن را بر روی تهران نشان می‌دهد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]



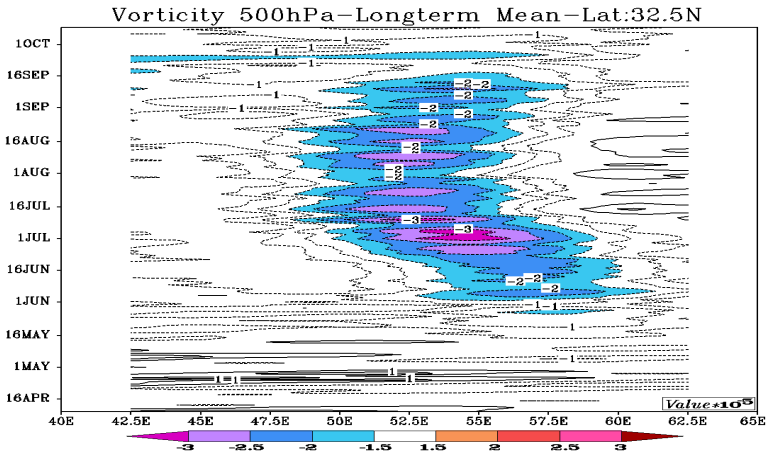
شکل ۲. موقعیت تهران در مواجه با پرفشار جنب حاره‌ای؛ داده‌های میانگین بلندمدت ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (۱۹۴۵-۲۰۱۴)؛ منحنی ۵۸۰۰ نشان‌دهنده‌ی پرفشار جنب حاره‌ای است. پایداری حرارتی با گسترش آن بر روی تهران به وقوع می‌پیوندد. منحنی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر زمانی است که احتمال وقوع امواج گرمایی در تهران وجود دارد.

علاوه بر این، با استقرار آن به ویژه در ترازهای میانی و بالایی وردسپهر فرونشینی هوا برقرار می‌شود، گرمایش آدیاباتیکی حاصل می‌گردد و رطوبت نسبی کاهش می‌یابد. به این صورت، سطح LCL[1] یا سطح تراکم توده‌های هوا افزایش یافته احتمال وقوع بارش کاهش خواهد یافت. با تغییرات آب‌وهوای دوره‌های اخیر، زودرسی و تداوم پرفشار جنب حاره‌ای در نیوار تهران مشاهده می‌شود. برخی شکل‌گیری الگوی ایرانی پرفشار جنب حاره‌ای را بیشتر همراه با گرمایش بی‌دررو در تروپوسفر میانی وگرمایش دررو در نزدیکی سطح زمین می‌دانند (زانگ و وو، ۲۰۰۲: ۷۳۳). افزایش گرمایش جهانی به زودرسی و مداومت این پرفشارها بر روی تهران منجر خواهد شد. نتیجه این‌که مخاطرات ناشی از پایداری‌های گرمایشی در حال افزایش هستند که منجر به افزایش دوره‌های خشکی خواهد شد. شکل شماره‌ی ۳ نشان می‌دهد پرفشار جنب حاره‌ای با ورتیسیتی منفی از اوایل ژوئن در عرض‌های میانی ایران ظاهر می‌شود و در اوایل ژوئیه به حداکثر ارتفاع ژئوپتانسیلی خود می‌رسد (مفیدی، ۱۳۸۶: ۸۹). برای بررسی تغییرات تداوم ایستایی این پرفشار در نیوار میانی شهر تهران، به بررسی دو بازه‌ی زمانی ۵ ساله، شامل بازه‌ی اول از ۱۹۴۸تا ۱۹۵۲ (شکل ۴ الف) و بازه‌ی دوم از ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ (شکل ۴ ب)، پرداخته شد. مقایسه‌ی این دو شکل بیان‌کننده‌ی این موضوع است که سه تفاوت آب‌وهوای در این دو بازه‌ی زمانی رخ داده است:

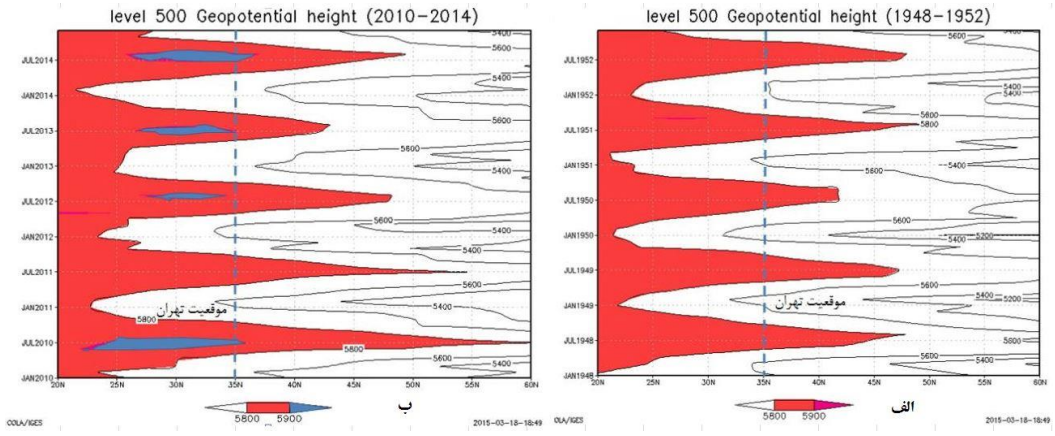
۱.Lifted Condensation Level

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]



شکل ۳. پرفشار جنب حاره‌ای با ورتیسیتی منفی از اوایل ژوئن در عرض‌های میانی ایران ظاهر شده و در اوایل ژوئیه به حداکثر ارتفاع ژئوپتانسیلی خود می‌رسد (مفیدی، ۱۳۸۶).



شکل ۴. پیشروی سالیانه‌ی پرفشار جنب حاره‌ای و موقعیت تهران نسبت به آن در دو بازه: الف) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی اول (۱۹۴۸-۱۹۵۲) و ب) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴). در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم ارتفاع ژئوپتانسیلی و دوره استقرار آن افزایش یافته و به عرض‌های بالاتر نیز گسترش دارد.

الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی در چهار سال از بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴) به میزان ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع دارد. این افزایش ارتفاع سبب افزایش گرمایش بی‌درو و درو در نیوار تهران می‌شود؛

ب) تعداد روزهای لانه‌گزینی پرارتفاع جنب حاره در نیوار تهران در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم افزایش یافته است؛

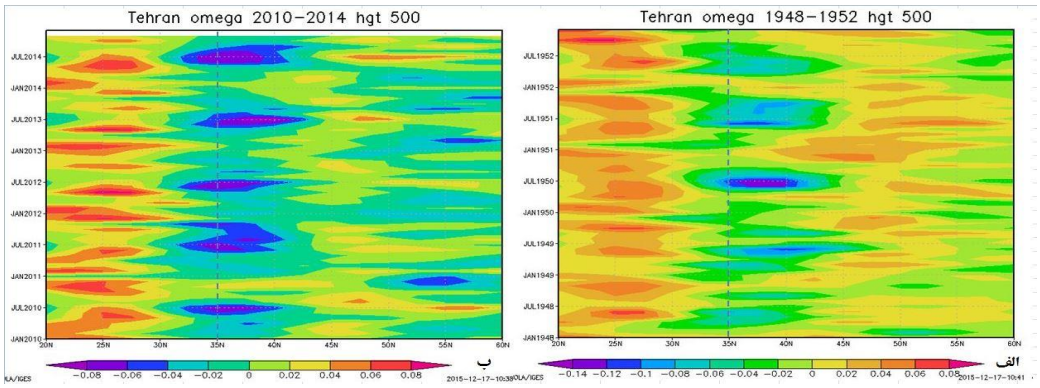
ج) پیشروی شمال سوی پرارتفاع جنب حاره به عرض‌های بالاتر در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم بیشتر شده است.

جدول ۱. مقایسه‌ی تعداد گره‌ها در هر یک از ارتفاعات ژئوپتانسیل در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه‌ی شمالی

بازه‌های زمانی	گره‌های بالای ۵۷۵۰ متر	گره‌های بالای ۵۸۰۰ متر	گره‌های بالای ۵۸۵۰ متر	گره‌های بالای ۵۹۰۰ متر	تعدادکل گره گاه‌ها
بازه‌ی اول (۱۹۴۸-۱۹۵۲)	۵۷۸	۳۹۷	۱۲۸	۰	۱۲۶۰
بازه‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴)	۶۳۷	۴۷۱	۲۵۱	۱۲	۱۲۶۰

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]



شکل ۵. محدوده‌ی زمانی استقرار شرایط صعودی و موقعیت تهران از آن در دو بازه: الف) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی اول (۱۹۴۸-۱۹۵۲) و ب) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴). در بازه‌ی ۵ ساله دوم محدوده‌ی زمانی شرایط صعودی از بازه اول افزایش یافته است.

شکل شماره‌ی ۵ نشان‌دهنده‌ی محدوده‌ی زمانی استقرار شرایط صعودی و موقعیت تهران از آن در دو بازه: الف) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی اول (۱۹۴۸-۱۹۵۲) و ب) در بازه‌ی ۵ ساله‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴) است. در بازه‌ی ۵ ساله دوم محدوده‌ی زمانی شرایط صعودی از بازه‌ی اول افزایش یافته است. این افزایش به دلیل افزایش دما ناشی از گسترش محدوده‌ی جغرافیایی شهر تهران است. با گسترش شهر و افزایش مصرف سوخت‌های فسیلی، افزایش دما رخ داده و شرایط صعود افزایش یافته است.

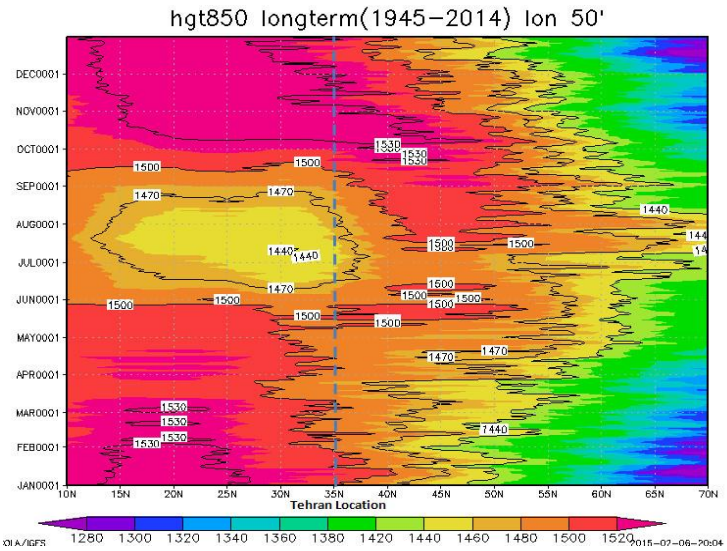
پرفشار جنب حاره‌ای و گرمایش جهانی

با مقایسه‌ی اشکال شماره‌های ۴ الف و ۴ ب، مشخص می‌شود که در بازه‌ی اول (۱۹۴۸-۱۹۵۲) پرارتفاع جنب حاره‌ای ارتفاع کمتری دارد و گسترش و دوره‌ی استقرار آن در عرض‌های بالاتر کمتر است. در حالی که در بازه‌ی دوم (۲۰۱۰-۲۰۱۴) که به دوره‌های اخیر نزدیک‌تر است گسترش رو به شمال، ارتفاع و دوره‌ی استقرار آن افزایش یافته است. این تغییر در پرفشار جنب‌حاره‌ای سبب افزایش دوره‌های خشک شده است. با گسترش دوره‌های خشک پوشش گیاهی اطراف تهران تخریب خواهد شد. با کاهش پوشش گیاهی در اطراف تهران به ویژه جنوب شرق، تعداد روزهای گردوغباری و طوفان‌ها افزایش می‌یابد. علاوه بر این، همه‌ی عوارض ناشی از جزیره‌ی حرارتی نیز با استقرار طولانی‌تر پرفشار جنب‌حاره‌ای، افزایش می‌یابد. شکل شماره‌ی ۶ نشان‌دهنده‌ی موقعیت تهران با توجه به میانگین مراکز فشار در دوره‌ی ۱۹۴۵- ۲۰۱۴، از ابتدای سال میلادی تا پایان آن است. در دوره‌ی گرم سال، تهران در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (که ارتفاع میانگین شهر تهران است) تحت تأثیر کم‌فشارهای حرارتی است ودر بقیه ایام در این تراز پرفشار حاکم است.

پایداری برودتی

پایداری‌های برودتی در دوره‌ی سرد سال تهران ظاهر می‌شود. در پایداری برودتی همه‌ی سطوح زیرین، میانی و زبرین وردسپهر سرد است. هوای سرد در این دوره به دلیل سنگینی قادر به صعود نخواهد بود. شکل شماره‌ی ۶ نشان‌دهنده‌ی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]



شکل ۶. موقعیت تهران با توجه به میانگین مراکز فشار در دوره‌ی ۱۹۴۵- ۲۰۱۴ (از ابتدای سال میلادی تا پایان آن). شکل نشان‌دهنده‌ی آن است که در دوره‌ی گرم سال، تهران در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (که ارتفاع میانگین شهر تهران است) تحت تأثیر کم‌فشارهای حرارتی است و در سایر روزها در این تراز پرفشار حاکم است.

موقعیت تهران با توجه به میانگین مراکز فشار در دوره‌ی ۱۹۴۵- ۲۰۱۴ است که در دوره‌ی سرد سال در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تحت تأثیر پرفشارهای حرارتی است. پرفشارهای مسلط بر تهران پایداری برودتی را نشان می‌دهند.



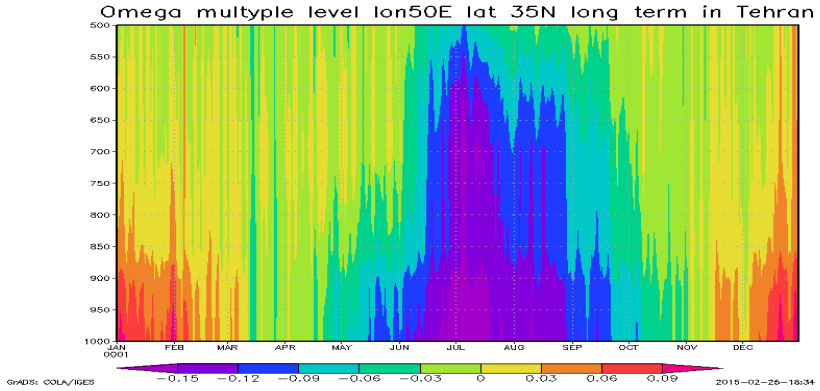
شکل ۷. تهران در یک محیط نیم‌بسته واقع شده که ارتفاعات البرز دیواره‌ی شمالی و کوه‌های محدوده‌ی بی‌بی شهربانو دیواره‌ی شرقی آن را تشکیل می‌دهند. در حالی‌که نواحی غربی و جنوبی تهران چندان مرتفع نیست. به همین دلیل آب‌وهوای تهران از آرامش و سکون بیشتری برخوردار است.

شهر تهران در یک محیط نیم‌بسته واقع شده است (شکل ۷). ارتفاعات البرز دیواره‌ی شمالی و کوه‌های محدوده‌ی بی‌بی شهربانو دیواره‌ی شرقی شهر را تشکیل می‌دهند. در حالی که نواحی غربی و جنوبی تهران چندان مرتفع نیست. در نتیجه، سدهای کوهستانی شمال و شرق مانع خروج مواد زایدی می‌شوند که بادهای غربی آن‌ها را به داخل فضای شهر آورده‌اند. به همین دلیل، آب‌وهوای تهران آرامش و سکون بیشتری از مناطق مجاور خود دارد. ویژگی‌های توپوگرافی تهران از دلایل مهمی است که در زمان تشکیل پایداری‌های برودتی سبب افزایش آلودگی‌های جوی می‌شود.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

کوه‌های شرقی تهران چندان مرتفع نیست که بتواند در مقابل بادهای غربی عامل صعود باشد، اما به دلیل پایین بودن تراز وارونگی در محاصره کردن لایه‌ی آلودگی و جلوگیری از خروج آن مؤثر است. مخاطرات ناشی از آلودگی هوا عبارت‌اند از باران اسیدی، کاهش OLR، کاهش میدان دید، افزایش آیروسل‌ها، افزایش ته‌نشست‌ها و بیماری‌های تنفسی.

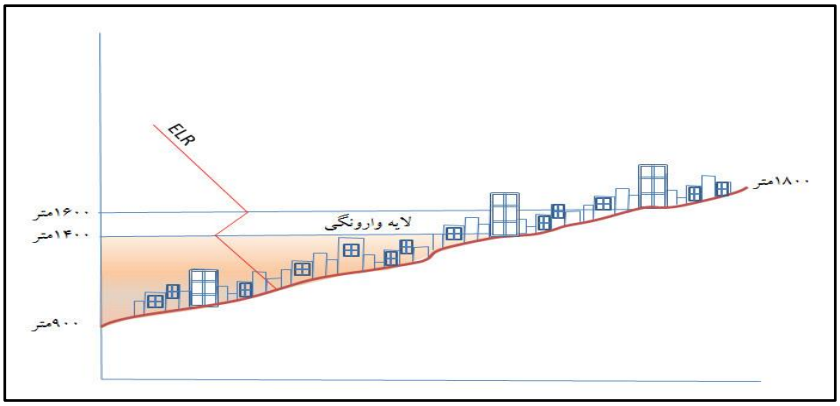


شکل ۸. این شکل وضعیت حرکات عمودی جو در دوره‌ی بلندمدت (۱۹۴۵-۲۰۱۴) است. فقط از مِه‌تا اکتبر شرایط برای صعود هوا درتهران برقرار است. در سایر روزهای سال فرونشینی حاکم است که می‌تواند در تشدید آلودگی کمک کند.

وضعیت حرکات عمودی جو در دوره‌ی بلندمدت (۱۹۴۵-۲۰۱۴) در شکل شماره‌ی ۸ نشان داده شده است. فقط از مِه تا اکتبر شرایط برای صعود هوا در تهران برقرار است. در سایر روزهای سال فرونشینی حاکم است که می‌تواند در تشدید آلودگی کمک کند. صعود هوا در تهران عمدتاً در ماه‌های مذکور تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی وجود دارد.

وارونگی جوی در تهران

در تهران بیشتر از ۹۰ درصد وارونگی‌های در ارتفاع کمتر از ۵۰۰ متر اتفاق می‌افتند، یعنی این‌که در بیشتر موارد نیمه‌ی شمالی تهران بیرون از لایه‌ی وارونگی قرار می‌گیرد و مرکز تهران است که در زیر لایه‌ی وارونگی قرار دارد. در این‌جا به علت ضخامت کم اتمسفر در زیر لایه‌ی وارونگی، شدت آلودگی بیشتر از جاهای دیگر، حتی جنوب تهران، است. شدت وارونگی‌ها در دوره‌ی سرد سال بیشتر از دوره‌ی گرم است. در بیشتر صبح‌های زمستان دو پدیده‌ی تابشی و سینوپتیک با هم ترکیب شده و هوای بسیار آلوده‌ای ایجاد می‌کنند (شکل ۹).



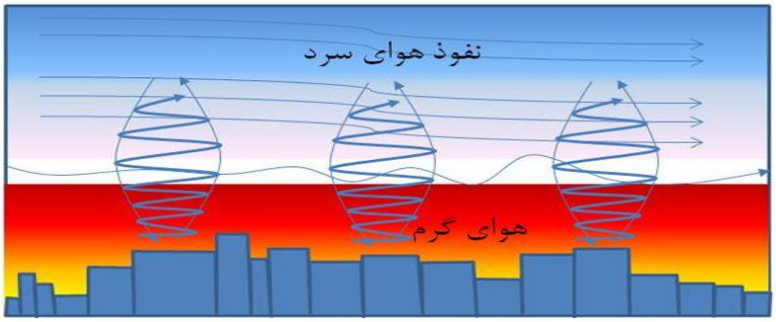
شکل ۹. وضعیت لایه‌ی وارونه در تهران که در بیشتر موارد در ارتفاع کمتر از ۵۰۰ متر اتفاق می‌افتد. نیمه‌ی شمالی تهران بیرون از لایه‌ی وارونگی قرار گرفته است و مرکز تهران در زیر لایه‌ی وارونگی قرار دارد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

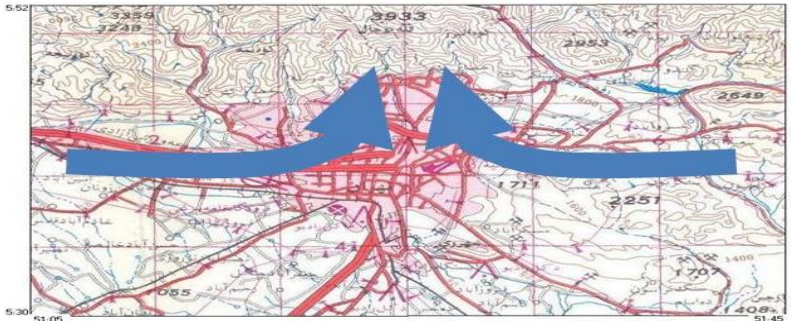
بررسی طوفان روزهای ۱۱ و ۱۲ خرداد ۱۳۹۳ تهران

در این دو روز، نفوذ هوای سرد در سطوح میانی وردسپهر سبب افزایش توربولانس‌های جوی شد. هوای گرم ترازهای پایینی، علاوه بر جذب تابش، تحت تأثیر انرژی آنتروپی، انرژی سوخت‌های فسیلی بود. با افزایش اختلاف دما بین ترازهای جوی توربولانس‌ها و حرکات عروجی تشدید گردید. شکل ۱۰ این اختلاف دمای عمودی را به همراه تشدید توربولانس‌های جوی نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. تشدید اختلاف دما بین سطح زمین و ترازهای بالایی سبب افزایش حرکات قائم شده است. با افزایش اختلاف دما بین ترازهای جوی توربولانس‌ها و حرکات عروجی تشدید شده است.

بادها با سرعت بیش از ۴ متر در ثانیه برای تخلیه‌ی آلاینده‌ها مناسب است. با توجه به این‌که سکون هوا در دوشان‌تپه بیشتر از مهرآباد است، تمرکز آلاینده‌ها در شرق تهران بیشتر بوده و پتانسیل آلودگی آن بالاست. عامل جاروب‌کننده‌ی هوای تهران بادهای غربی هستند که در غرب تهران بهتر از شرق آن عمل می‌کنند. شکل شماره‌ی ۱۱ شرایط جریان‌های هوا تحت تأثیر جزیره‌ی گرمایی شهر تهران را نشان می‌دهد. جریان هوا در ترازهای پایینی از اطراف تهران به سمت مرکز (تحت تأثیر کم‌فشار تشکیل شده ناشی از جزیره‌ی حرارتی به وجود آمده) حرکت می‌کند و سبب افزایش و تراکم ذرات آلوده‌کننده در مرکز شهر تهران می‌شود. به این صورت مرکز شهر تهران، به ویژه در شب‌ها، آلوده‌تر از پیرامون آن است.

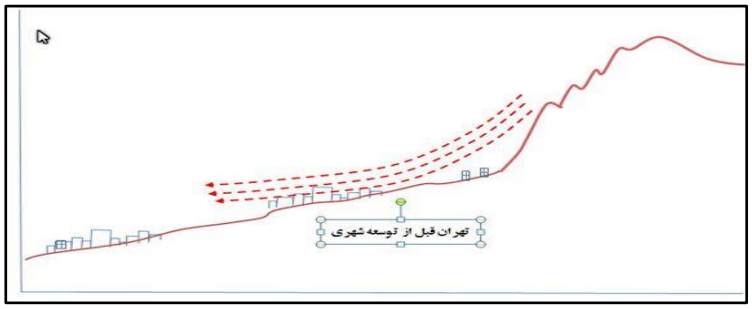


شکل ۱۱: جریان هوا در ترازهای پایینی از اطراف تهران به سمت مرکز (تحت تأثیر کم‌فشار تشکیل شده ناشی از جزیره‌ی حرارتی به وجود آمده) حرکت می‌کند و باعث افزایش و تراکم ذرات آلوده‌کننده در مرکز شهر تهران می‌شود. به این صورت مرکز شهر تهران به ویژه در شب‌ها آلوده‌تر از پیرامون آن است.

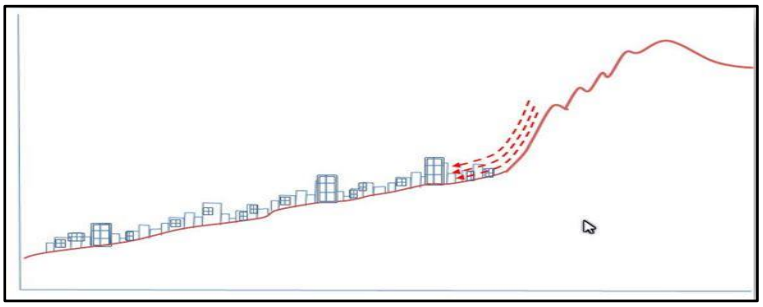
جزیره‌ی حرارتی سبب انتقال بادها از پیرامون به مرکز شهر می‌شود که با خود آلودگی‌های جوی را به مرکز شهر می‌آورد. این امر در بادهای محلی کوه به دشت نیز صادق است. تهران بر روی کوهپایه‌های جنوبی البرز استقرار یافته است. مجاورت دشت تهران با ناحیه‌ی مرتفع شمال آن باعث ایجاد بادهای محلی کوه به دشت در سراسر حاشیه‌ی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

جنوبی البرز شده است. این بادها در گذشته‌های نه چندان دور که ارتفاع ساختمان‌ها کمتر از امروز بوده تا نواحی مرکزی و جنوبی امتداد داشت و سبب تعادل دما می‌شد. شکل شماره‌ی ۱۲ ویژگی‌های این جریان هوا را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. مجاورت دشت تهران با ناحیه‌ی مرتفع شمال آن، ایجاد بادهای محلی کوه به دشت در سراسر حاشیه‌ی جنوبی البرز سبب شده است. این بادها در گذشته‌های نه چندان دور، که ارتفاع ساختمان‌ها کمتر از امروز بوده، تا نواحی مرکزی و جنوبی امتداد داست و سبب تعادل دما می‌شد.



شکل ۱۳. ساخت و سازهای شمال تهران مانعی برای انتقال هوا از سراسر حاشیه‌ی جنوبی البرز به مرکز دشت شده و تعادل حرارتی سابق از میان رفته است. با این حال، جریان هوا در درون خیابان‌ها کانالیزه می‌گردد، بر سرعت آن افزوده می‌شودو مخاطرات آب‌وهوایی را افزایش می‌دهد.

بلندمرتبه‌سازی در شمال شهر تهران سبب جلوگیری از نفوذ باد کوه به دشت می‌شود و از نفوذ این باد به نواحی مرکزی می‌کاهد. در این میان، جریان باد در خیابان‌های با حاشیه‌های بلند به شدت کانالیزه و سبب سلب آسایش رهگذران می‌شود (شکل ۱۳).

باد غالب مهرآباد غربی و دوشان تپه شمال شرق است. در مجموع بادهای غربی آب‌وهوای تهران را تنظیم می‌کنند. جهت باد در هر دو ایستگاه حاکی از آن است که استقرار هر نوع منبع آلاینده در غرب تهران سبب آلودگی هوا می‌شود. با توجه به این‌که در شرق تهران هم بادهای شرقی غالب هستند هر دو جریان مواد آلاینده را از هر طرف به مرکز شهر می‌آورند و مرکز شهر پتانسیل آلودگی بالایی دارد.

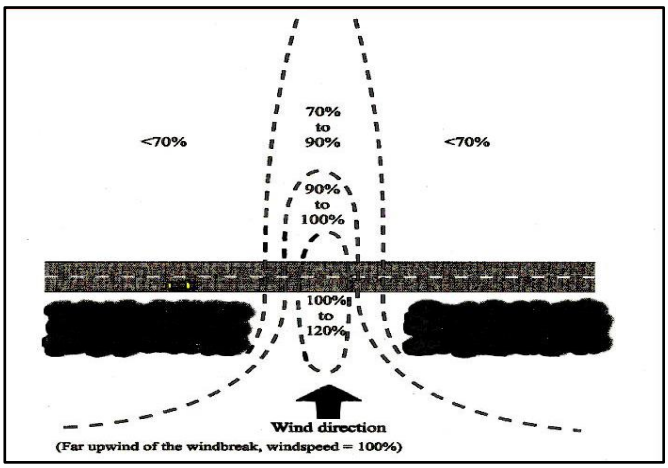
کانالیزه شدن باد در تهران

از آن‌جا که باد غالب در تهران غربی است، ایجاد ساختمان‌های بلند و چند طبقه و متراکم در حاشیه‌ی خیابان‌های غربی ـ شرقی افزایش سرعت باد و اصطلاحاً کانالیزه شدن باد را در پی دارد. آرایش سدهای کوهستانی سبب شده است که بادهای محلی نیز در تهران بوزند. برای نمونه، در شب‌ها نسیم کوه‌های شمال تهران به طرف مرکز شهر آورده می‌شد. اما با توسعه‌ی ساختمان‌های بلند مسیر ورود این جریان‌ها مسدود شده و کانالیزه شدن آن‌ها درون خیابان‌ها

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

افزایش می‌یابد. شکل شماره‌ی ۱۴ الگویی از افزایش کانالیزه شدن باد را در محیط شهری نشان می‌دهد. بر اساس این شکل، بر اثر کانالیزه شدن باد سرعت آن تا ۲۰ درصد بیشتر از سرعت اولیه افزایش می‌یابد.



شکل ۱۴. توسعه‌ی ساختمان‌های بلند مسیر ورود بادها را مسدود می‌کند و کانالیزه شدن آن‌ها درون خیابان‌ها افزایش می‌یابد. این شکل الگویی از افزایش کانالیزه شدن باد را در محیط شهری نشان می‌دهد. بر اثر کانالیزه شدن باد سرعت آن تا ۲۰ درصد بیشتر از سرعت اولیه افزایش می‌یابد.

بارش اسیدی و فرونشست‌های اسیدی

آب باران با جذب اکسیدهای گوگرد و ازت موجود در اتمسفر به باران اسیدی تبدیل می‌شود. باران اسیدی بر سطح خاک ریزش و آن را اسیدی می‌کند. با اسیدی شدن خاک تجزیه‌کنندگان خاک از بین می‌روند و تجزیه‌ی مواد آلی به مواد مغذی در خاک صوت نمی‌گیرد. بر اثر ریزش باران اسیدی به شاخه و برگ گیاهان به‌طور مستقیم آسیب وارد می‌شود و توانایی فتوسنتز گیاهی کاهش می‌یابد.

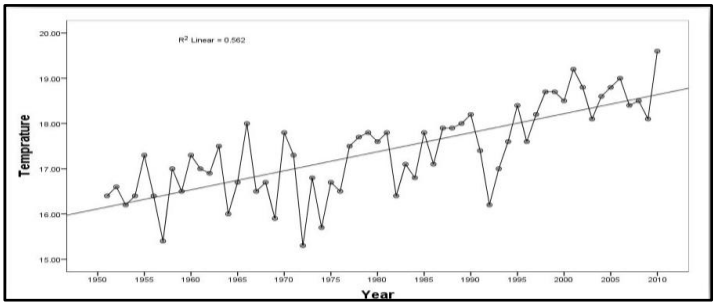
بارش اسیدی سبب از بین بردن موم کوتیکول سطح برگ‌ها، نفوذ آلاینده‌ها، بالا رفتن حمله پاتوژن‌ها، افزایش میزان تبخیر گیاهی و آسیب‌های سرمایی می‌شود. بارش اسیدی مواد غذایی مهم خاک مانند کلسیم، منیزیم و پتاسیم را می‌شوید و آن‌ها را از دسترس گیاهان دور می‌سازد. بارش‌های اسیدی با ph کمتر از ۴/۳ نایاب هستند، اما مه‌های با Ph کمتر از ۳ و ۲ نیز دیده شده است که بسیار آسیب‌رسان‌اند. اما در تهران فرونشست اسیدی خشک آثار مخرب‌تری دارد. فرونشست اسیدی خشک سبب تجمع ذرات آلودگی در سطح زمین و لایه‌ی تنفسی آتمسفر می‌شود و با هر حرکت و جنب‌وجوش جوی به آتمسفر باز می‌گردد. فرونشست اسیدی خشک سبب آلودگی مضاعف در لایه‌ی تنفسی می‌شود. فرونشست اسیدی خشک بیماری‌های تنفسی، انواع سرطان‌ها و ناراحتی‌های ریوی را در پی دارد.

روند تغییرات دما در تهران

تغییرات اقلیم در سطح جهانی سبب تغییراتی در محیط طبیعی سیاره‌ی زمین شده است. شهرها بیشترین صدمه را از این گرمایش دیده‌اند. افزایش دما ناشی از تغییرات اقلیمی در نیم‌کره‌ی شمالی به سمت قطب افزایش می‌یابد. این افزایش دما در عرض ۵۵ درجه‌ی شمالی ۰/۵۵ درجه و در عرض ۷۵ درجه‌ی شمالی به ۱/۸ درجه می‌رسد (روستا ۱۳۹۴: ۱۳۹). در تهران میانگین افزایش دما در سال برابر ۰/۰۴۲ درجه‌ی سانتیگراد در سال بین سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۰ است.

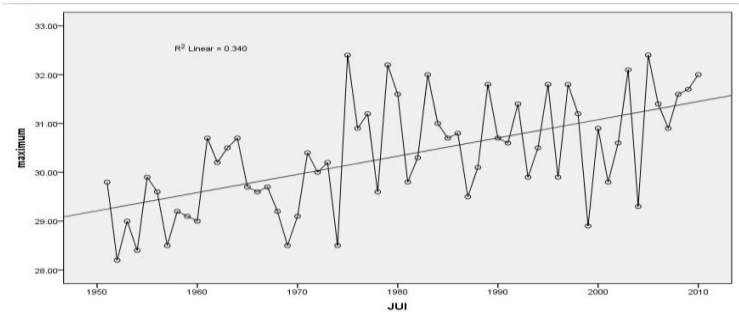
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

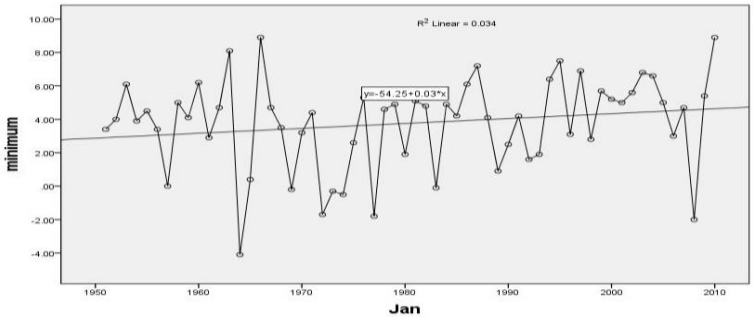


شکل ۱۵. تهران با شیب متوسط ۰/۰۴۲ درجه‌ی سانتیگراد در سال درحال افزایش دماست که بخشی از آن به گرمایش جهانی و بخشی دیگر ناشی از تشکیل جزیره‌ی حرارتی شهر است.

در سال، ضریب افزایش دما در گرم‌ترین ماه ۰/۰۳۷ درجه‌ی سانتیگراد است که مقداری از میانگین افزایش سالیانه کمتر است (شکل ۱۶). این ضریب افزایش دما در سردترین ماه به ۰/۰۲۹ درجه‌ی سانتیگراد در سال می‌رسد که از میانگین افزایش سالیانه کمتر است (شکل ۱۷). مقایسه‌ی افزایش دما در ماه‌های سال نشان می‌دهد که افزایش دما در ماه‌های میانه بیشتر از ماه‌های پیک بالا و پایین دما بوده است.



شکل ۱۶. روند افزایش دمای گرم‌ترین ماه تهران (جولای) در ایستگاه مهرآباد (۱۹۵۱-۲۰۱۰) برابر ۰/۰۳۷ درجه‌ی سانتیگراد در سال است.



شکل ۱۷. روند افزایش دمای سردترین ماه تهران (ژانویه) در ایستگاه مهرآباد (۱۹۵۱-۲۰۱۰) برابر ۰/۰۲۹ درجه‌ی سانتیگراد در سال بوده است که بخشی از آن ناشی از توسعه‌ی شهر تهران است.

نتیجه گیری

پژوهش حاضر مشخص کرد که تغییرات اقلیمی در شهر تهران انواع مختلفی را از مخاطرات اقلیمی تشدید می‌کند. اولین نوع مخاطرات تشدیدشونده مخاطرات ناشی از پایداری هواست. پایداری‌های جوی تهران به پایداری حرارتی و پایداری برودتی تقسیم می‌شود. تغییرات اقلیمی سبب تشدید پایداری‌های حرارتی و افزایش دوره‌ی استیلای پرفشار جنب حاره‌ای بر روی ایران است. پایداری‌های برودتی نیز، که با اینورژن‌های نیواری همراه است، در این میان تشدید

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

می‌یابد. این تغییرات به ویژه برای کلان‌شهری چون تهران اهمیت بیشتری دارد که از نظر جغرافیایی کمتر پالایش‌پذیر است. عدم پالایش اتمسفری، افزایش بارش‌های اسیدی را در پی داشته است. در تهران، عوارض توپوگرافی شهر را از دسترس بادهای محلی و منطقه‌ای دور نگه داشته است. در مدت طولانی از سال نیز با نفوذ پرفشارهای جنب حاره‌ای شهر با پایداری جوی همراه است. از این رو، از دیدگاه اقلیم‌شناسی، شرایط جوی و غیر جوی در آن مناسب برای تهویه‌ی آلودگی‌های کلان‌مقیاسی نیست که در نتیجه‌ی توسعه‌ی شهری پدید آمده‌اند. عوامل انسان‌ساخت سبب تشکیل جزیره‌ی حرارتی و افزایش ارتفاع LCL شده و تراز تراکم هوا را به ارتفاع بالاتری انتقال داده است. تغییر میدان باد شهری، تشدید توربولانس‌های جوی و تشدید گرادیان‌های ترمودینامیک از آثار جزیره‌ی حرارتی شهر تهران است.

کانالیزه شدن باد در تهران یکی دیگر از عوارض بلندمرتبه‌سازی در این شهر است. از آن‌جا که باد غالب در تهران غربی است، ایجاد ساختمان‌های بلند و چند طبقه و متراکم در حاشیه‌ی خیابان‌های غربی ـ شرقی افزایش سرعت باد و اصطلاحاً کانالیزه شدن باد را در پی دارد. آرایش سدهای کوهستانی سبب شده است که بادهای محلی نیز در تهران بوزند. برای نمونه، در شب‌ها نسیم کوه‌های شمال تهران به طرف مرکز شهر آورده می‌شد. اما با توسعه‌ی ساختمان‌های بلند، مسیر ورود این جریان‌ها مسدود شده و کانالیزه شدن آن‌ها درون خیابان‌ها افزایش می‌یابد.

در سال، تغییرات اقلیمیِ تهران سبب افزایش دمای میانگین ۰/۰۴۲ درجه‌ی سانتیگراد بین سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۰ شده است. در سال، ضریب افزایش دما در گرم‌ترین ماه ۰/۰۳۷ درجه‌ی سانتیگراد است که مقداری از میانگین افزایش سالیانه کمتر است. این ضریب افزایش دما در سردترین ماه به ۰/۰۲۹ درجه‌ی سانتیگراد در سال می‌رسد که از میانگین افزایش سالیانه کمتر است. مقایسه‌ی افزایش دما در ماه‌های سال نشان می‌دهد که افزایش دما در ماه‌های میانه بیشتر از ماه‌های پیک بالا و پایین دماست.

منابع

حجازی زاده، زهرا و نادر پروین. ۱۳۸۸. بررسی تغییرات دما و بارش تهران طی نیم قرن اخیر، *جغرافیا و برنامه‌ریزی منطقه*، **۳**: ۴۳-۵۶.

حجام، سهراب؛ یونس خشخو و رضا شمسالدینوندی. ۱۳۸۷. تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالیانه ایستگاه منتخب در حوزه‌ی مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناشاخصی؛ مجله‌ی *پژوهش‌های جغرافیایی*، **۶۴**: ۱۵۷-۱۶۸.

رحیم‌زاده، فاطمه؛ محبوبه خوشکام و احمد عسگری. ۱۳۸۳. بررسی تغییرات سری‌های رطوبت در ایستگاه‌های سینوپتیک کشور. مجله‌ی *نیوار*، **۵۴-۵۵**: ۱۰-۳۹.

رنجبر سعادت آبادی، عباس. ۱۳۸۴. بررسی تغییرات میدان‌های باد و دما در کلان شهر تهران ناشی از توسعه‌ی شهری. فصلنامه‌ی *تحقیقات جغرافیایی*، **۷۶**: ۱۷۱-۱۸۸.

روستا، ایمان. ۱۳۹۴. *اثرات گرمایش جهانی بر بلوکینگ‌های اقیانوس اطلس شمالی و ارتباط آن با بارش ایران*. رساله‌ی دکتری. دانشگاه تهران.

شرکت آمار پردازان .۱۳۸۳. *راهنمای کاربران*، جلد دوم، تهران، مرکز فرهنگی انتشاراتی حامی: ۵۳۳ SPSS ۶.۰ for Windose.

عزیزی، قاسم و محمود روشنی. ۱۳۸۷. مطالعه‌ی تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من ـ کندال، مجله‌ی *پژوهش‌های جغرافیایی*، **۱۳**: ۲۸-۴۷.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]

عساکره حسین. ۱۳۸۳. تحلیلی آماری بر تغییرات میانگین سالیانه‌ی دمای شهر زنجان طی دهه‌های اخیر. *مجله نیوار*، **۵۳-۵۲**: ۹-۳۰

کاویانی، محمدرضا و حسین عساکره. ۱۳۸۲. بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالیانه اصفهان، *سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم*، دانشگاه اصفهان، ۲۵۱-۲۶۰.

کتیرایی بروجردی، پیام؛ سهراب حجام و پریسا ایران‌نژاد. ۱۳۸۴. *بررسی روند تغییرات بارندگی در ایران طی دوره‌ی ۱۹۶۰الی ۲۰۰۱*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات، رساله‌ی دکتری هواشناسی.

مفیدی، عباس. ۱۳۸۶. *بررسی گردش جوی تابستانه در جنوب غرب آسیا و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه‌ی فلات ایران*، رساله‌ی دکتری آب‌وهوا شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.

ضیائیان، صادق؛ امیر شاهرخ و حسین علیزاده. ۱۳۸۳. بررسی تغییر نوع و روند بارش در شهر زنجان، *دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک*، دانشگاه شیراز: ۸-۱.

شکیبا، علیرضا؛ بابک میرباقری و افسانه خیری. ۱۳۸۹. خشکسالی و تأثیر آن بر منابع آب زیرزمینی در شرق استان کرمانشاه با استفاده از شاخص SPI، فصل‌نامه‌ی علمی ـ پژوهشی *انجمن جغرافیای ایران*، **۲۵**: ۲۸-۳۲.

ضیائیان، صادق و امیر شاهرخ حسینعلیزاده. ۱۳۸۳. بررسی تغییر نوع و روند بارش در شهر زنجان، *دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک*.

Dettinger, M.D.:Cayan, D.R. Meyer, M. and Jeton A.E. ۲۰۰٤ . Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American River basins, Sierra Nevada, California. ۱۹۰۰-۲۰۹۹." *Climate Change*, ٦۲ . ۲۸۳-۳۱۷.

Dracup, J.A. and Vicuna, S . ۲۰۰٥ . An Overview of Hydrology and Water Resources Studies on Climate Change: the California Experience." Proc. EWRI ۲۰۰٥: Impacts of Global Climate Change.

Houghton, J.T. Dinggs. Y. Noguer, M.P.J. Linden, V.X. Maskell, D.K. & Johnson, C.A. IPCC . ۲۰۰۱b . Climate change ۲۰۰۱: *The Scientific Basis;, Contribution of Working Group Ito the Third Assessment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change*(IPCC)", Cambridge University Press, Cambridge, UK.۸۸۱.

Marengo, J.A. and Camargo, C.C. ۲۰۰۸ . Surface air Temperature Trends in Southern Brazil for ۱۹٦۰- ۲۰۰۲'' *Int. Journal of Climatol*, ۲۸: ۸۹۳- ۹۰٤.

Serrano, A. Mateos, V.L. and Garcia, J.A. ۱۹۹۹ . Trend Analysis of Monthly Precipitation Over the Iberian Peninsula for the Period ۱۹۲۱-۱۹۹٥" *phys. Chem. EARTH (B)*, ۲٤: ۸٥-۹۰.

Kürbis, M. Mudelsee, G. Tetzlaff, R. Brázdil . ۲۰۰۹ . Trends in extremes of temperature, dew point, and precipitation from long instrumental series from centralEurop, *Theor Appl Climatol*, ۲۳:۱۸۷-۱۹٥.

Ramasamy, S . Kevin J. Hennessy .۱۹۹۸ . Trends in total rainfall, heavy rain events and number of dry days in Australia,۱۹۱۰-۱۹۹۰, CSIRO *Division of Atmospheric Research* DOI: ۱۰.۱۰۰۲/(SICI)۱۰۹۷-۰۰۸۸(۱۹۹۸۰۸)۱۸:۱۰<۱۱٤۱::AID-JOC۲۸٦>۳.۰.CO;۲-P

Xuebin, Z . Lucie A. Vincent, W.D. Hogg and Ain Niitsoo . ۲۰۰۰ . Temperature and Precipitation Trends in Canada During the ۲۰th Century . *Climate Research Branch* . Meteorological Service of Canada.

۲۳- Zhang, Q. and Wu, G. X., ۲۰۰۲, "The Bimodality of ۱۰۰hPa South Asia High and its Relationship to the

Climate Anomaly over East Asia in Summer". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, ۸۰: ۷۳۳-۷٤٤

http://www.azarwater.ir .

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-03]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.3.15]