

بررسی تغییرات میدان‌های دما و باد در کلان شهر تهران ناشی از توسعه شهری

چکیده

طی دهه‌های اخیر به دلیل توسعه سریع شهرنشینی و صنعتی شدن، تغییرات قابل ملاحظه‌ای در کمیت‌های هواشناختی و کاربری سطح زمین در شهرهای بزرگ به وجود آمده است. میزان این تغییرات به عوامل بسیاری از جمله مقدار انرژی آزاد شده، جمعیت، عرض جغرافیایی و شرایط تخلیه هوا بستگی دارد. بارزترین اثر تغییر کاربری زمین در شهرها، تغییر بودجه تابشی به دلیل جذب انرژی خورشیدی بیشتر توسط سطح پوشیده از آسفالت می‌باشد. به منظور بررسی اثرات توسعه شهری و تغییر کاربری زمین روی برخی از کمیت‌های هواشناختی در کلان شهر تهران، مقایسه‌ای بین روندهای دما و باد در تهران و ورامین طی یک دوره چهار ساله انجام شد. این مقایسه نشان دهنده روند فزاینده دماهای کمینه تهران نسبت به ورامین می‌باشد. آهنگ افزایش میانگین سالانه دمای کمینه در تهران چهار برابر ورامین است ($0.065^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ در مقابل $0.016^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$). نتایج حاصله از مطالعه روندهای میانگین ماهانه دمای کمینه نشان می‌دهد که روند افزایشی در همه ماه‌ها و دهه‌ها یکسان نیست. بیشترین روند افزایشی میانگین ماهانه دمای کمینه تهران و ورامین به ترتیب $0.116^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ و $0.053^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ در ماه نوامبر و کمترین آنها به ترتیب $0.030^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ و $0.008^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ در ماه فوریه رخ داده است. محاسبه اختلاف میانگین‌های ده ساله آخر دوره (۱۹۸۶-۱۹۹۵) با ده ساله اول دوره (۱۹۵۶-۱۹۶۵) برای دماهای کمینه و بیشینه تهران و ورامین نیز بیانگر آهنگ افزایشی بسیار زیاد دمای کمینه تهران به ویژه در ماه

نوامبر است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که روند پنجاه ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) سری‌های زمانی رکوردهای هواشناسی تهران بیانگر افزایش قابل ملاحظه دماهای کمینه در مقایسه با دماهای بیشینه است. به طور کلی میانگین دمای تهران طی این دوره افزایش یافته است، ولی آهنگ رشد افزایشی در کل دوره یکسان نبوده است. آهنگ رشد افزایشی دمای تهران طی دوره بیست و پنج ساله دوم (۱۹۷۶-۲۰۰۰) که هم‌زمان با توسعه شهرنشینی و صنعتی شدن است، شتاب صعودی بیشتری نسبت به دوره اول (۱۹۵۱-۷۵) داشته است. در نتیجه ارتباط معنی‌داری بین افزایش دما با توسعه شهرنشینی و صنعتی شدن به نظر می‌رسد. این روند افزایش قابل ملاحظه دمای تهران به ویژه دمای کمینه نسبت به حومه که ناشی از اثرات توسعه شهری و تغییر کاربری زمین است، می‌تواند اثرات مخرب زیست محیطی و تغییر اقلیم محلی را در پی داشته باشد.

باد با انتقال ذرات معلق و گازهای موجود در جو شهری سبب کاهش اثرات گلخانه‌ای شده و در نتیجه از افزایش دمای کمینه در کلان شهرها جلوگیری می‌کند. لذا باد مهمترین عاملی است که سبب کاهش اختلاف دمای بین شهر و حومه می‌گردد. کلان شهر تهران در اکثر زمان‌ها تحت تأثیر بادهای محلی کوه به دشت و دشت به کوه قرار دارد. نقش این بادهای در انتقال آلودگی هوا و ذرات معلق بسیار حایز اهمیت می‌باشد، از طرفی میدان باد، به ویژه بادهای محلی بشدت تحت تأثیر اثرات شهری قرار می‌گیرد. بنابراین هرگونه کاهش در سرعت باد می‌تواند اثرات جبران‌ناپذیری را به وجود آورد. نتایج حاصل از مطالعه روند سری‌های زمانی پنجاه ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) میدان باد تهران بیانگر کاهش سرعت بادهای شبانه است. با توجه به موقعیت خاص جغرافیایی تهران و قرار گرفتن آن در نزدیکی رشته کوه‌های البرز، تخلیه هوا از نواحی شمالی و شرقی آن کمتر صورت می‌گیرد، لذا با کاهش بادهای شمالی تخلیه هوا و فرارفت ذرات معلق از شمال به جنوب نیز کاهش می‌یابد، در نتیجه شرایط مناسبی جهت سکون هوا در روی شهر و افزایش دمای کمینه فراهم می‌گردد. همچنین ارتباط بین روند کاهش سرعت بادهای شبانه تهران با توسعه شهری و گسترش ساخت و ساز منطقی به نظر می‌رسد. لذا توسعه بیشتر شهر، روند کاهش بادهای کوه به دشت را تشدید نموده و در نتیجه آهنگ افزایش دمای کمینه و آلودگی هوا در تهران، شتاب صعودی بیشتری خواهد گرفت.

کلید واژه‌ها: میدان دما، میدان باد، اقلیم شهری، کاربری زمین، توسعه شهری، تهران، ایران.

مقدمه

در دهه‌های اخیر افزایش جمعیت، تغییر کاربری زمین و توسعه سریع شهرها سبب تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در کمیت‌های هواشناختی در شهرها شده است. بخش زیرین وردسپهر مستقیماً توسط سطح زمین متأثر شده و با مقیاس زمانی حدود یک ساعت یا کمتر به واداشتهای سطحی پاسخ می‌دهد (Stull, 1988, 2). این واداشتها شامل: کشال مالشی، تبخیر و تعرق، انتقال گرما، گسیل آلاینده‌ها و عوارض زمینی می‌باشند. بنابراین ساختار لایه مرزی در روی سطح زمین به شدت توسط عواملی از قبیل تابش خورشیدی و زمینی، ناهمواری‌های سطح زمین، گسیل سطحی، ظرفیت گرمایی و تبخیر و تعرق متأثر می‌شود، که نقش این عوامل در تعیین کمیت‌های هواشناختی از جمله دمای سطحی و از این‌رو شارهای گرمایی تابشی و تلاطمی بسیار مؤثر می‌باشد. گسیل گرما در اثر فعالیت‌های انسانی (گرمایش مسکونی، واحدهای صنعتی، وسایل موتوری و غیره) در شهرها، یکی از مهمترین منابع تزریق گرما در لایه‌های زیرین جو تلقی می‌شود. بسته به نوع کاربری زمین میزان ذخیره انرژی گرمایی در نقاط مختلف شهر متفاوت است. برای مثال چاپینگ^۱ و همکارانش (۱۹۸۳، ۵) تحقیقاتی در خصوص افزایش شارهای گرمایی روزانه شهر سنت‌لوئیس انجام داده و در ماه آگوست مقادیر متوسط شار گرمایی به هنگام ظهر، برای یک محل روستایی حدود 120 Wm^{-2} ، در یک محل مسکونی با وجود درختان 135 Wm^{-2} و برای محل تجاری عاری از گیاهان 295 Wm^{-2} را به دست آوردند. میدان‌های باد، دما و رطوبت در شهرها به شدت تحت تأثیر جزیره گرمایی، ناهمواری‌های سطحی، تغییرات آلبیدو، بارندگی و ... است. این تغییرات در شهرهای بزرگ و صنعتی می‌توانند در طولانی مدت سبب تغییرات اقلیم محلی نیز شود. با توجه به اهمیت موضوع، پژوهش‌ها و مطالعات گسترده‌ای در دهه‌های اخیر در این زمینه انجام شده است که به بعضی از آنها در زیر اشاره می‌گردد. تومانو^۲ و همکاران (۱۹۹۹، ۱) اثرات شهر بخارست را روی وضع هوا و پارامترهای اقلیمی بر اساس داده‌های اندازه‌گیری شده دما در چند نقطه شهر و دیدبانی‌های راداری بررسی کردند. مانیه^۳ و همکاران (۲۰۰۱، ۳) مطالعاتی در خصوص تغییرات میانگین دمای سطحی در مقیاس محلی و جهانی انجام دادند. آنها افزایش ۰/۱ درجه سلسیوس در هر سال برای میانگین دما در بعضی از دهه‌ها را به تغییرات ENSO^۴ ربط دادند.

1. Ching.

2. Tumanov.

3. Manable.

4. El Nino Southern Oscillation.

ویوکویچ^۵ و همکاران (۱۹۸۰، ۷) مطالعاتی برای تعیین پارامترهای مؤثر گردش‌های جزیره گرمایی شهر سنت‌لوئیس انجام دادند و اثرات شدت جزیره گرمایی، ناهمواری‌های سطح زمین، پخش افقی و پایداری لایه مرزی روی گردش جزیره گرمایی با استفاده از مدل سه بعدی معادلات مقدماتی را بررسی کردند. به طور کلی ویژگی مهم و سیمای مشترک پدیده جزیره گرمایی شهری عبارت از افزایش دمای هوا در محیط‌های شهری نسبت به حومه می‌باشد (Oke, 1973, 769).

کلایک^۶ و همکاران (۲۰۰۲، ۱) تعدیل بادهای محلی به موجب شهرنشینی در زاگرب را بررسی کردند و نتیجه گرفتند در اثنای شب، عمق بادهای کاتاباتیکی حدود ۳۷۰m گسترش می‌یابد، در حالی که عمق بادهای آناباتیکی از حدود ۵۵۰m در قبل از ظهر تا حدود ۱۱۴۰m در اواخر روز گسترش یافته است. اتواتر^۷، (۱۹۷۵، ۲۷۳) با استفاده از یک مدل عددی لایه مرزی سیاره‌ای و بر اساس معادله پایستاری اویلر، شبیه‌سازی‌های دو بعدی و سه بعدی باد، دما، رطوبت ویژه و غلظت آلوده‌کننده‌های لایه مرزی شهری انجام داد و تغییرات حرارتی ناشی شده از شهرنشینی و آلودگی هوا را بررسی کرد.

موریس^۸ و همکاران (۲۰۰۰ و ۲۰۰۱) با مطالعه اختلاف میانگین فشار سطح دریا در شرایط سینوپتیکی مختلف سعی بر طبقه‌بندی جزیره‌های گرمایی شهر ملبورن استرالیا بر اساس شدت و همچنین تحلیل شرایط سینوپتیکی سازگار، نمودند. آنها نشان دادند که موقعیت و سیمای مختلف شرایط سینوپتیکی شدت جزیره گرمایی را تحت تأثیر قرار می‌دهند و قویترین جزیره گرمایی در شرایط سینوپتیکی با بادهای ضعیف و بدون ابر روی می‌دهد. ارتباط گرمای تولید شده به صورت آنتروپوژنیک با شدت جزیره گرمایی به خوبی در زمستان دیده می‌شود (Oke, 1991, 8).

لوسی و بورنشتین^۹ (۱۹۷۷، ۵) اثر شهر نیویورک را بر روی شارش‌های همدیدی بررسی کرده و نشان دادند که در صورت وجود یک جزیره گرمایی تکامل یافته، حرکت جبهه‌های همدیدی در نیمه بالاباد شهر کند، و در نیمه پایین باد آن به دلیل ناهمواری‌های سطح زمین و اثرات شهری شتاب می‌گیرند.

فرآیند شهرسازی تغییرات چشمگیری در طبیعت سطح زمین و خصوصیات جوی یک محل به وجود می‌آورد که حاصل آن، دگرگونی در ویژگی‌های تابشی، حرارتی،

5. Vukovich.

6. Klaić.

7. Atwater.

8. Morris.

9. Loose & Bornstein.

رطوبت و دینامیک و جابه‌جایی تراز طبیعی تابش و هیدرولوژی آن است (کاوایی، ۱۳۸۰، ۲۲۵). در تهران اندازه‌گیری‌های میدانی مقدماتی نیز توسط مرادزاده (۱۳۷۸، ۶۷) انجام شده و او نتیجه گرفت که جزیره گرمایی در شهر تهران خیلی پیچیده است. در مطالعه حاضر سعی شده است که اثرات توسعه شهری و تغییر کاربری زمین بر روی بعضی از پارامترهای جوی مطالعه و بررسی شود. ابتدا با استفاده از رکوردهای پنجاه ساله موجود در تهران و شهرستان‌های نزدیک آن اثرات طولانی مدت جزیره گرمایی بر روی پارامترهای هواشناسی مطالعه می‌شود که با توجه به اطلاعات و داده‌های موجود، مقایسه‌ای بین روند تغییرات دمای تهران و ورامین طی یک دوره چهل ساله انجام می‌شود. سپس سری‌های زمانی میانگین‌های ماهانه و سالانه میدان‌های دما و باد تهران طی یک دوره پنجاه ساله مطالعه و بررسی می‌شود.

داده‌ها و روش تحقیق

در این مطالعه داده‌ها و رکوردهای طولانی مدت (دوره پنجاه ساله) هواشناسی بعضی از کمیت‌ها به صورت ساعتی، ماهانه و سالانه بررسی شدند. این اطلاعات از سازمان هواشناسی کشور تهیه شده‌اند. داده‌ها بیشتر مربوط به تهران و شهرهای مجاور آن بوده که از سابقه طولانی و اطلاعات معتبری برخوردار می‌باشد. از میان این ایستگاه‌ها چند ایستگاه از جمله مهرآباد، کرج، ورامین، دوشان‌تپه و قزوین نسبتاً دارای رکوردهای طولانی می‌باشند که اغلب توسط سازمان هواشناسی بر روی آنها نیز کنترل کیفی صورت گرفته است. در بعضی از زمان‌ها در ایستگاه‌هایی غیر از مهرآباد، فقدان اطلاعات و همچنین قرار نداشتن ایستگاه‌ها در محل‌های مورد نیاز مشکل ساز می‌باشد. هرگونه تغییر در محل ایستگاه می‌تواند بر روی رکودها تأثیر بسزایی داشته باشد. در بعضی از ایستگاه‌ها از جمله قزوین جابجایی صورت گرفته است که تاریخ دقیق آن مشخص نیست ولی احتمالاً حدود سال‌های ۱۹۸۴ ایستگاه قزوین چند کیلومتری جابجایی داشته است.

بعضی از ایستگاه‌ها نوع آنها تغییر یافته است، مثلاً ایستگاه قزوین از ایستگاه سینوپتیکی روزانه به ایستگاه سینوپتیکی کامل تبدیل شده است. یا ایستگاه سینوپتیکی کلیماتولوژی کرج به ایستگاه سینوپتیکی تبدیل شده است. ایستگاه سینوپتیکی مهرآباد

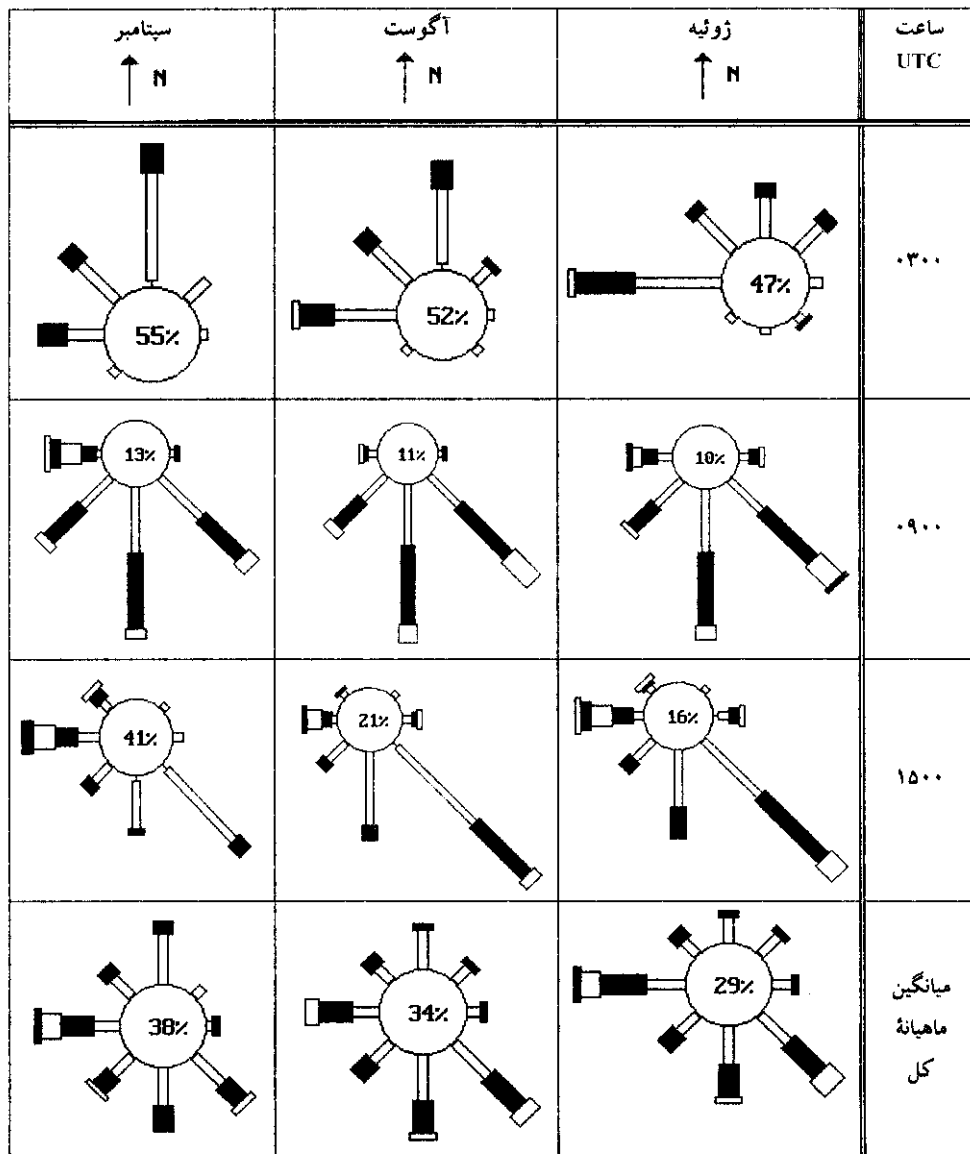
دارای رکوردهای طولانی مدت و معتبری می‌باشد که از سال ۱۹۵۱ به بعد رکوردهای آن موجود است. ایستگاه سینوپتیکی قزوین از سال ۱۹۵۹ تا به حال دارای آمار پیوسته بوده و تقریباً در همه سال‌ها اطلاعات آن موجود است، اما به دلیل جابجایی که داشته از داده‌های آن استفاده نشده است. آمار ایستگاه ورامین از سال ۱۹۵۲ تا ۱۹۹۵ موجود است، که در چهار سال اول (۵۵-۱۹۵۱) اطلاعات ناقص و قابل استفاده نمی‌باشد. ایستگاه دوشان‌تپه نیز از سال ۱۹۷۲ به بعد سابقه ثبت اطلاعات دارد و فقط در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس سال ۱۹۷۲ اطلاعات موجود نمی‌باشند.

به طور کلی اطلاعات و رکوردهای مهرآباد و ورامین از اطلاعات ایستگاه‌های دیگر کاملتر است. لذا در اینجا مقایسه‌ای بین روندهای دمای این دو ایستگاه انجام می‌شود. مهرآباد را به عنوان ایستگاه درون شهری که بیشتر تحت تأثیر اثرات شهری بوده است و ورامین به عنوان ایستگاهی که توسعه شهری کمتر بر روی آن تأثیر گذار بوده در نظر گرفته شده است.

اقلیم منطقه مورد مطالعه

عوامل جغرافیایی متعددی در ساخت کلی اقلیم استان تهران مؤثر است که از میان آنها سه عامل کوه‌های البرز، کویر و بادهای مرطوب جنوبی تا غربی بسیار شاخص هستند. دو عامل کویر و بادهای غالب اقلیم منطقه را تحت تأثیر قرار داده و کوه‌های البرز نقش تعدیل کننده اقلیم مناطق دامنه‌ای و دره‌های کوهپایه را دارند. اثر این کوه‌ها به صورت افزایش بارش با ارتفاع و وزش بادهای شبانه‌روزی کوه به دشت و دشت به کوه (شکل ۱) کاملاً آشکار است.

در صورت نبود سامانه‌های هواشناسی فعال مانند کم فشارهای دینامیکی، این بادهای حرارتی در منطقه حاکم می‌باشند. غالباً تأثیر کویر بر روی اقلیم تهران به صورت منبع گرما و گرد و غبار ظاهر می‌شود. قرار گرفتن استان در منطقه کم‌بارش جنب‌حاره‌ای سبب شده که میانگین بارش در منطقه کمتر از ۲۵۰ میلی‌متر در سال باشد، در حالی که اثر کوهستان در جهت افزایش بارش و کویر در راستای کاهش بارش منطقه عمل می‌کند.



شکل ۱ گلباد ماه‌های ژوئیه، آگوست و سپتامبر تهران (مهرآباد) طی دوره ۱۹۶۹-۱۹۹۸ که بادهای کوه‌به‌دشت در شب و دشت به کوه را در ساعات روز نشان می‌دهد.

انسانها با توسعه و گسترش شهرسازی بیشترین تأثیر را بر روی اقلیم محلی ایجاد می‌کنند. ساختن هر کارخانه، جاده، خانه و ... اقلیم خرد مقیاس منطقه را از بین می‌برد و مجموعه پیچیده جدیدی را به وجود می‌آورد. در حقیقت با ورود کارخانه‌های صنعتی در

قرن هیجدهم تغییرات قابل ملاحظه در شهرها و اطراف آنها با افزایش روند شهرنشینی شتاب صعودی گرفت. برای بررسی اقلیم شهری در خیلی از حالت‌ها انتخاب یک ایستگاه هواشناسی در داخل شهر (مهرآباد) و ایستگاه دیگر در بیرون شهر (مانند ورامین) می‌تواند مفید باشد. در مدل‌های اصلی اقلیمی برای مطالعه تغییرات اقلیمی کلان شهرها (M) سه عامل اساسی در نظر گرفته می‌شود. اولین عامل (C) اقلیم اصلی منطقه، دومین عامل (L) اختلاف اقلیمی شناخته شده توسط موقعیت (مثل توپوگرافی، جنگل‌ها، حجم‌های آب و ... و سومین عامل (U)، تغییرات ایجاد شده در اثر شهرنشینی می‌باشد. (M) معمولاً یک سری زمانی می‌شود که به طور آماری بررسی می‌شود. مدل مجموعه‌ای از سه مؤلفه است که فقط M یک کمیت شناخته شده‌ای می‌باشد.

$$M = L + C + U \quad (1)$$

برای مشخص کردن اثر شهری باید مقادیر M را در زمان اولیه 0 که شهر به اندازه کافی رشد نکرده و یا وجود نداشته و زمان بعدی t که شهر به اندازه کافی گسترش یافته با یکدیگر مقایسه کرد. با فرض اینکه تغییرات L و C در این مدت قابل ملاحظه نبوده در این صورت:

$$M_0 = C + L + 0 \quad (2)$$

$$M_t = C + L + U \quad (3)$$

در نتیجه

$$M_t - M_0 = U \quad (4)$$

با توجه به معادله (۳) مقایسه‌ای بین میزان تغییرات میانگین ده ساله (\bar{M}) دماهای کمینه و بیشینه تهران و ورامین در دهه اول (۱۹۵۶-۶۵) و دهه آخر (۱۹۸۶-۹۵) انجام شده است. برای این منظور ابتدا متوسط دماهای کمینه و بیشینه طی این دو دهه به طور جداگانه محاسبه و سپس اختلاف بین مقادیر دهه آخر (\bar{M}_t) از دهه اول (\bar{M}_0) به دست آمده است که مقادیر (U) آنها در جدول ۱ نشان داده شده است. بیشترین اختلاف‌ها در ماه نوامبر به مقدار $3/5^\circ\text{C}$ در تهران و $1/66^\circ\text{C}$ در ورامین مشاهده می‌شود.

در ماه نوامبر به دلیل نفوذ و استقرار زیانه پرفشار سرد در منطقه، شب‌های طولانی و صاف، کاهش شدید عمق لایه آمیخته و وارونگی‌های دمایی شدید، بیشترین روند فزاینده

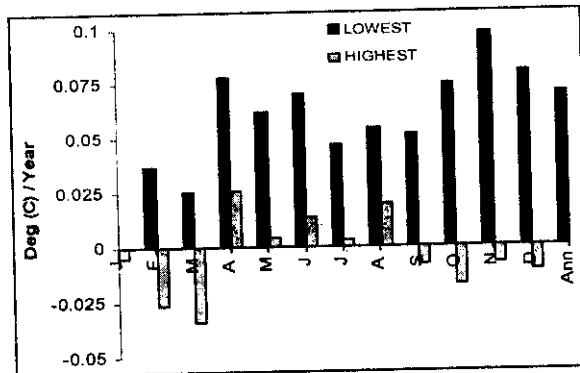
دما در این ماه رخ می‌دهد. میزان اختلاف میانگین‌های ده ساله دمای کمینه تهران حدود چهار برابر ورامین است ($(U_{\min})_{Tehran} = ۱/۹۱^{\circ}\text{C}$) در مقابل $(U_{\min})_{Varamin} = ۰/۴۹^{\circ}\text{C}$). این درحالی است که اختلاف دماهای بیشینه نسبت به کمینه کوچک بوده و در بعضی از ماه‌ها نیز منفی می‌باشد. افزایش دماهای کمینه در شهرها گاهی دمای بیشینه را نیز سبب می‌شود. اما ذرات معلق و آلودگی هوا، انتقال تابش خورشیدی را در تمام جو شهری متأثر کرده و مقدار تابش ورودی خورشید را به اندازه ۲۰ درصد می‌تواند کاهش دهد. همچنین تغییرات جهتی و طیفی با عبور طول موج‌های کوتاه ورودی نیز روی می‌دهد. شهر ورامین علاوه بر این که طی دهه‌های اخیر گسترش یافته (هر چند که میزان توسعه آن در مقایسه با تهران ناچیز است)، تحت تأثیر پره دود شهری تهران نیز قرار دارد. بنابراین بخشی از افزایش نسبی دمای آن می‌تواند متأثر از اثرات توسعه شهری و بخش دیگری نیز ناشی از اثرات پره دود شهری تهران باشد. با توجه داده‌های پنجاه ساله تهران می‌توان مقدار U را برای یک دوره طولانی‌تری به دست آورد در این صورت میانگین ده ساله اول (۱۹۵۱-۱۹۶۰) برابر با \bar{M}_0 و میانگین ده ساله آخر (۱۹۹۱-۲۰۰۰) برابر با \bar{M}_1 است. مقادیر U برای دماهای کمینه و بیشینه در پایین جدول ۱ نشان داده شده است، که در اکثر ماه‌ها مقادیر بزرگتر از حالت قبل می‌باشند.

جدول ۱ مقایسه بین متوسط ده ساله دماهای تهران و ورامین با استفاده از فرمول (۴)

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Ann
اختلاف میانگین‌های ده ساله اول (۱۹۵۶-۶۵) با ده ساله آخر (۱۹۸۶-۹۵) متوسط ماهانه و سالانه دمای کمینه تهران و ورامین $(\bar{M}_1 - \bar{M}_0)_{\min}$													
$(U_{\min})_{Teh}$	1.28	0.9	1.06	2.35	1.12	1.71	1.79	1.92	1.96	1.95	3.5	2.53	1.91
$(U_{\min})_{Var}$	0.53	0.21	0.08	0.61	0.30	0.46	0.79	0.64	0.22	0.35	1.66	1.00	0.49
اختلاف میانگین‌های ده ساله اول (۱۹۵۶-۶۵) با ده ساله آخر (۱۹۸۶-۹۵) متوسط ماهانه و سالانه دمای بیشینه تهران و ورامین $(\bar{M}_1 - \bar{M}_0)_{\max}$													
$(U_{\max})_{Teh}$	0.11	1.35	1.23	1.15	-0.84	0.03	0.16	0.2	-0.1	0.53	1.38	0.19	0.09
$(U_{\max})_{Var}$	0.08	2.14	2.47	0.53	-0.92	0.51	0.73	0.11	0.40	0.61	1.24	0.90	0.37
اختلاف میانگین‌های ده ساله اول (۱۹۵۱-۶۰) با ده ساله آخر (۱۹۹۱-۲۰۰۰) متوسط ماهانه و سالانه دماهای کمینه و بیشینه تهران $(\bar{M}_1 - \bar{M}_0)$													
$(U_{\min})_{Teh}$	1.95	1.79	1.51	2.51	2.11	2.46	2.51	3.1	2.35	2.28	3.25	2.99	2.39
$(U_{\max})_{Teh}$	1.02	0.69	0.63	0.96	-0.1	0.47	0.75	0.96	0.02	0.52	1.33	0.79	0.21

تغییرات میدان دما

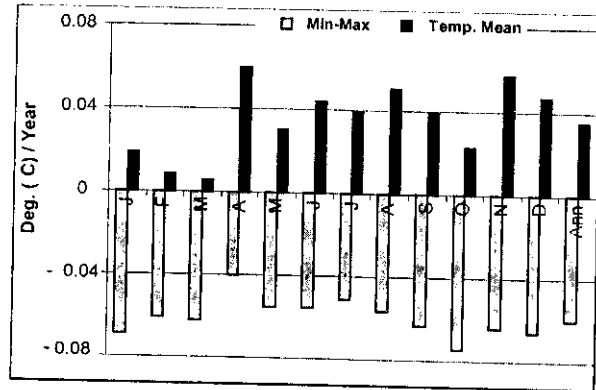
طی دوره پنجاه سال گذشته (۲۰۰۰-۱۹۵۱) روند دماهای کمینه تهران در مقایسه با روند دماهای بیشینه افزایش قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند ($0/0648^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$ در مقابل $0/0055^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$). اثرات توسعه شهری بیشترین تأثیر را بر روی دماهای کمینه دارد زیرا در زمان وقوع دمای کمینه عمق لایه آمیختگی به حداقل مقدار خود می‌رسد. با افزایش دمای کمینه در شهرها، کمینه‌های مطلق ماهانه نیز سریعاً افزایش یافته ولی بیشینه‌های مطلق ماهانه تغییرات زیادی را نشان نمی‌دهد (شکل ۲). بنابراین کمینه‌های مطلق ماهانه تهران در همه ماه‌های سال روند فزاینده قابل ملاحظه داشته است، ولی بیشینه‌های مطلق ماهانه در فصل گرم روند افزایشی و در فصل سرد روند کاهشی داشته است. در خیلی از ماه‌های سال میانگین ماهانه دماهای بیشینه تهران نه تنها روند افزایشی نداشته است بلکه روند کاهشی را نشان می‌دهد.



شکل ۲ روندهای کمینه و بیشینه مطلق میانگین ماهانه دمای تهران طی دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۱ - ۲۰۰۰)

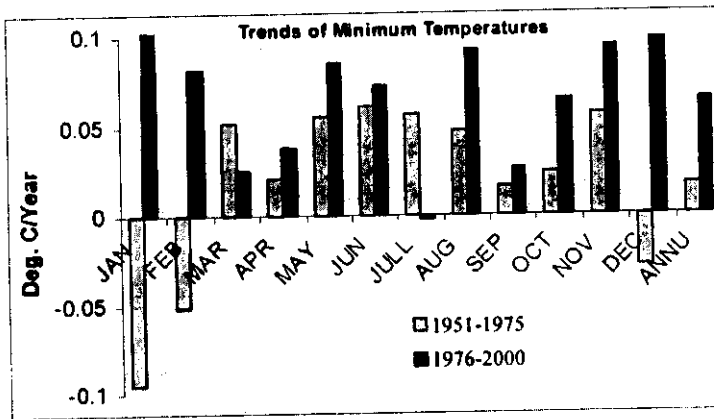
با افزایش دماهای کمینه و کاهش دماهای بیشینه در حقیقت برد دمای روزانه (اختلاف بین بیشینه با کمینه) کاهش پیدا می‌کند. ولی مقدار روند افزایشی دماهای کمینه در مقایسه با بیشینه به گونه‌ای است که در همه ماه‌ها، میانگین روزانه دما (نصف مجموع کمینه و بیشینه) روند افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۳). در این شکل روندهای میانگین ماهانه و سالانه دمای تهران و همچنین برد آنها نشان داده شده است. روندهای میانگین ماهانه و سالانه دما کلاً افزایشی بوده و کمترین مقادیرها در ماه‌های مارس و فوریه و بیشترین مقادیرها در ماه‌های نوامبر و آوریل روی داده است. برعکس، روندهای برد میانگین ماهانه و سالانه دما کاهش قابل ملاحظه‌ای را در تمام ماه‌ها به ویژه اکتبر و

ژانویه نشان می‌دهد. با توجه به این که طی این پنجاه سال (۱۹۵۱-۲۰۰۰) گسترش شهری و همین‌طور میزان مصرف سوخت و آزاد شدن انرژی‌های مصنوعی و آنتروپوژنیک به طور یکنواخت صورت نگرفته است، تقسیم این دوره به دو دوره ۲۵ ساله می‌تواند اطلاعات صحیح‌تر و دقیق‌تری از نحوه تغییرات میانگین‌های ماهانه دما و در نتیجه اثرات توسعه شهری بدهد.



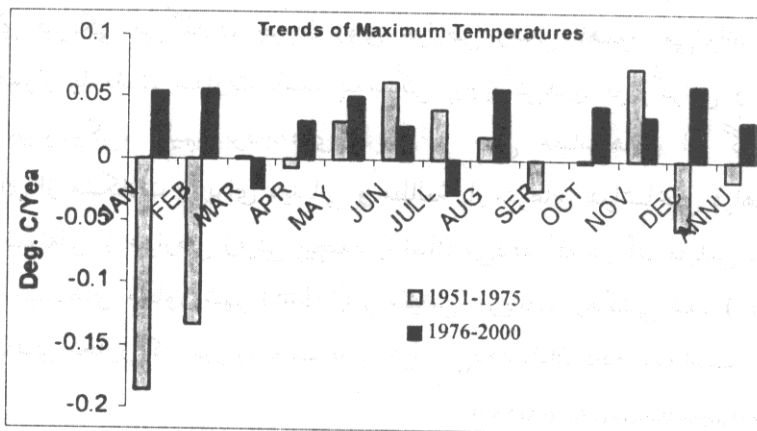
شکل ۳ روند‌های میانگین ماهانه و سالانه دما و همچنین روندهای اختلاف میانگین ماهانه و سالانه دماهای بیشینه یا کمینه تهران طی دوره ۱۹۵۱ - ۲۰۰۰

در دوره اول (۱۹۵۱-۷۵) شهر تهران از گسترش چندانی برخوردار نبوده و جمعیت تهران در سال ۱۹۷۶ برابر با ۴۵۳۰۲۲۳ نفر بوده است به طوری که در دهه آخر این مدت جمعیت از ۲۷۱۹۷۳۰ به ۴۵۳۰۲۲۳ افزایش یافته است. روند دماهای کمینه دوره اول (۱۹۵۱-۷۵) در ماه‌های ژانویه، فوریه و دسامبر روند کاهشی و در بقیه ماه‌ها روند افزایشی داشته که بیشترین مقدار افزایش، در ماه‌های ژوئن و نوامبر و بیشترین مقدار کاهش در ماه ژانویه روی داده است. در دوره دوم (۱۹۷۶ - ۲۰۰۰) روند دماهای کمینه در همه ماه‌ها افزایشی بوده است و مقدار افزایش نیز در مقایسه با دوره اول قابل ملاحظه است (شکل ۴). نکته حائز اهمیت این‌که در ماه‌های سرد به ویژه دسامبر، ژانویه و فوریه مقدار افزایش برعکس دوره اول بوده و تقریباً بیشترین مقدار افزایش هم طی این ماه‌ها صورت گرفته است. این‌گونه روند تغییرات بیانگر افزایش شدت جزیره گرمایی در اثر آزاد شدن گرمای مصنوعی و آنتروپوژنیک ناشی از گسترش و توسعه شهر و فعال شدن کارخانه‌های صنعتی بیشتر، طی دوره دوم (۱۹۷۶-۲۰۰۰) است. شکل ۵ مقایسه روند دماهای بیشینه تهران طی دو دوره ۲۵ ساله را نشان می‌دهد.



شکل ۴ روند میانگین ماهانه و سالانه دماهای کمینه تهران طی دو دوره ۲۵ سال (۱۹۵۱-۷۵ و ۱۹۷۶-۲۰۰۰)

دماهای بیشینه دوره اول نیز در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه مانند دماهای کمینه این دوره روند کاهشی داشته است. علاوه بر این ماه‌ها، در آوریل و دسامبر نیز روند دماهای بیشینه کاهشی بوده است اما نسبت به ماه‌های سرد، مقدار کاهش ناچیز است. میانگین سالانه دماهای بیشینه نیز در دوره اول (۱۹۵۱-۷۵) برخلاف میانگین سالانه دماهای کمینه روند کاهشی داشته است به طوری که میزان کاهش یا افزایش دماهای میانگین سالانه تقریباً کوچک می‌باشد. در دوره دوم (۱۹۷۶-۲۰۰۰) روند دماهای بیشینه به جز در ماه‌های مارس و آوریل در بقیه ماه‌ها افزایشی بوده است که در بعضی از ماه‌ها میزان افزایش نسبت به دوره قبل بیشتر و در بعضی ماه‌ها دیگر کمتر می‌باشد. بیشترین مقدار افزایش حدود $1/25^{\circ}\text{C}$ در طی این دوره می‌باشد. در حالی که میزان افزایش دمای کمینه در بعضی ماه‌ها از جمله ژانویه و دسامبر در طول همین دوره (۱۹۷۶-۲۰۰۰)، $2/5^{\circ}\text{C}$ بوده که دو برابر مقدار افزایش دماهای بیشینه می‌باشد. به طور کلی روندهای افزایش دمای سطحی در محیط‌های شهری به عوامل متعددی از جمله شرایط وضع هوا، عرض جغرافیایی، زمان، توپوگرافی، پایداری، باد، آلودگی هوا، منابع گرمای مصنوعی و آنتروپوژنیک، ارتفاع ساختمان‌ها، هندسه خیابان‌ها و شرایط تخلیه هوای شهر بستگی دارد. بنابراین هر یک از عوامل یادشده به نحوی روند تغییرات دما را تحت تأثیر قرار می‌دهد. برای مثال، توپوگرافی تغییرات میدان‌های دمایی را در شهرها به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد و مطالعه آنها را مشکل می‌سازد (Landsberg, 1981, 98).



شکل ۵ روند میانگین ماهانه و سالانه دمای بیشینه تهران طی دو دوره ۲۵ ساله (۱۹۵۱-۷۵ و ۱۹۷۶-۲۰۰۰)

دمای افزایش یافته شهرها به موجب تولید گرمای آنتروپوژنیک از ساختمان‌ها، جذب بیشتر تابش طول موج کوتاه ورودی و کاهش طول موج بلند به موجب آلودگی در لایه‌های پایین و افزایش محسوس دما به موجب شار گرمایی کاهش یافته توسط سطح‌های شهری از قبیل پیاده‌روها و جاده‌ها می‌باشد. این عوامل می‌توانند سرمایش شبانه سطح‌های شهری بین غروب و نیمه‌شب را برعکس سطح‌های روستایی که سریعتر سرد می‌شوند به تعویق اندازند و در نتیجه سبب افزایش دما در روی شهرها نسبت به سطح‌های مجاور می‌شود (بورنشتین و اکه، ۱۹۸۱، ۱۸۵).

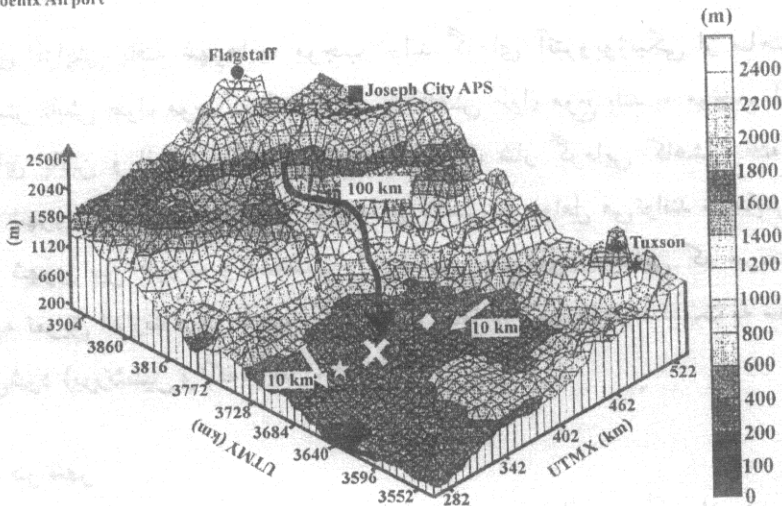
میدان باد در شهر

در مدل‌سازی شهری، هر شهر می‌تواند به صورت مجزا با ویژگی‌های خاص خود عمل کند. هر یک از اجزاء شهر از قبیل ساختمان‌ها، خیابان‌ها، پارک‌ها، عوارض زمینی و ... می‌تواند اثراتی بر روی جریان اولیه^{۱۰} داشته باشند. بنابراین اثرات انتگرالی ساختار شهری نیز اغتشاش‌هایی روی جریان اولیه ایجاد می‌کنند. شهرنشینی سبب تغییرات مؤثری در ویژگی تابش، حرارت، رطوبت و آیرودینامیک سطح‌های خشکی گردیده است که در نتیجه ناهمگنی‌های شارشی را به وجود آورده است (Klysiak & Fortuniak, 1999, 8). نقش ناهمواری‌های آیرودینامیکی و ناهمگنی‌های ترمالی در تعیین میدان‌های باد شهری بسیار مهم می‌باشد (Fernando, 2001, 19). برحسب تأثیری که توپوگرافی بر روی

10. Flux.

پدیده‌های فیزیکی می‌گذارد، جریان روی عوارض زمینی ناهموار می‌تواند از عوارض زمینی هموار یا تخت متفاوت باشد. پیوستگی پیچیدگی‌های توپوگرافی و جریان‌های مقیاس سینوپتیکی، اقلیم، بودجه‌های انرژی و حتی مقیاس‌هایی از گردش محلی مجموعه‌ای از مشکلات را برای دیدبانی و مطالعه پارامترهای هواشناختی فراهم می‌آورد. شکل ۶ نمونه‌ای از عوارض زمینی پیچیده را نشان می‌دهد که در آن مقیاس بادهای کوه به دشت شیب‌های مجاور شهر (۱۰ km) و مقیاس جریانات زهکشی شده (۱۰۰ km) از کوهستان‌های مجاور که شهر را تحت تأثیر قرار می‌دهد نشان داده شده است.

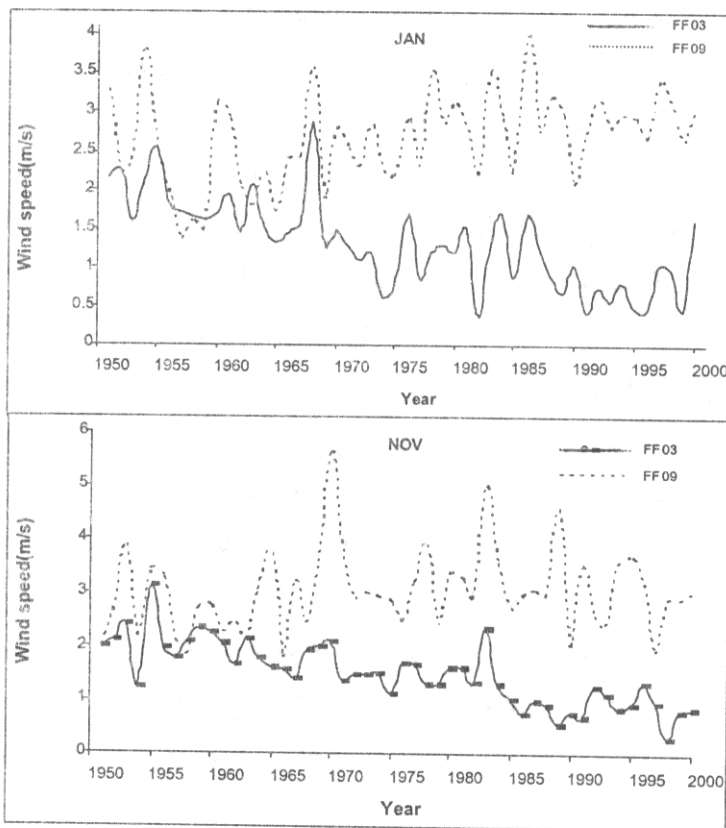
- ★ -Grand Canyon University Site (PAFEX I)
- ◆ -Falcon Fiel Site (PAFEX II)
- ✕ -Phoenix Airport



شکل ۶ عوارض زمینی پیچیده اطراف فونیکس، آریزونا را نشان می‌دهد (Fernando, et al, 2001, 20)

معمولاً در هنگام غروب با توجه به اینکه تابش خورشیدی قطع می‌شود و زمین با تابش شروع به سرد شدن می‌کند، لایه مرزی از جو آزاد تا حدی قطع رابطه کرده و سرعت باد نیز کاهش می‌یابد. در طول شب باد کم شده ولی در محیط‌های شهری این کاهش سرعت باد نسبت به مناطق غیر شهری کمتر است. زیرا شدت وارونگی دما در جو شهری، شب هنگام خیلی کمتر از مناطق غیر شهری است. معمولاً سرعت باد در هنگام صبح از اواسط روز کمتر است اما روند کاهشی پنجاه ساله سری‌های زمانی میانگین ماهانه سرعت باد تهران (مهرآباد) بیانگر اثرات بسیار زیاد تغییر کاربری

زمین بر روی بادهای شبانه می‌باشد. برای این منظور میانگین ماهانه سرعت باد طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۵۱ به فواصل زمانی شش ساعته (در ساعات ۰۳:۰۰، ۰۹:۰۰، ۱۵:۰۰ و ۲۱:۰۰ گرینویچ) محاسبه شد که به دلیل تشابه نتایج در اینجا فقط میانگین ماهانه ژانویه و نوامبر در ساعات ۰۳:۰۰ و ۰۹:۰۰ در شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۷ سری‌های زمانی سرعت باد تهران (ایستگاه مهرآباد) طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۵۱

میانگین ماهانه سرعت باد در ساعات شب و اوایل صبح تقریباً از سال ۱۹۶۹ روند کاهشی قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد. در حالی که میانگین ماهانه سرعت باد در ساعت روز (به ویژه بعد از ظهرها) این روند را نشان نمی‌دهد. اثر ساخت و سازهای شهری در ایجاد تلاطم، تحت بادهای زمینه بزرگتر از $3-5 \text{ms}^{-1}$ بیشتر نمایان می‌شوند. در این صورت ساختمان‌ها سبب افزایش تلاطم می‌شوند که در نتیجه آن اختلاط قائم شدیدی حاصل شده است که بادهای تراز بالاتر را نیز متأثر می‌سازد (Hosker, 1987, 3;)

این حالت در اواسط روز در تهران رخ می‌دهد. برای بادهای کمتر از 3ms^{-1} این اختلاط قائم قوی رخ نداده است و بادهای نیز در اثر وجود ساختمان‌ها تضعیف می‌شوند. تضعیف بادهای شبانه علاوه بر اینکه آلاینده‌ها را از سطح شهر منتقل نمی‌سازد، از کاهش دما نیز جلوگیری می‌کند و سبب افزایش دمای شبانه در تهران می‌شود. در لایه مرزی شبانه، هنگامی که هوا صاف و جو آرام است، اثرات محلی مثل بادهای محلی (بادهای کوهستانی و باد نسیم دریاچه و یا جنگل) معمولاً وجود دارد (بادهای کوهستان در تهران شکل ۱). در هر مکان از شهر بسته به وسعت هر یک از موارد فوق (کوهستان، دریاچه و یا جنگل) بادهای محلی با اندازه‌های مختلف ایجاد می‌شود که در بررسی پارامترهای مؤثر بر پخش و انتقال آلودگی هوا باید در نظر گرفته شوند. با توجه به موقعیت جغرافیایی خاص تهران به دلیل وجود رشته کوه البرز در شمال و کوه‌های دیگری (مانند بی‌بی شهر بانو) در شرق (که امکان تخلیه هوا را مشکل می‌سازند) بادهای محلی کوهستان نقش مهمی در تعدیل جزیره گرمایی شهری داشته که تضعیف این جریانات به ویژه در شرایط پایداری ایستایی شدید، آلودگی هوا را به شدت افزایش می‌دهد. در صورت وجود فعالیت سامانه‌های دینامیکی مانند مراکز کم فشار دینامیکی که با بارش و بادهای شدید همراه شده، حرکات بزرگ مقیاس نسبت به گردش‌های محلی برتری دارند. اما در صورت استقرار سامانه‌های پرفشار که با بادهای کم و آسمان صاف نیز همراه می‌باشند، اثرات محلی مثل بادهای کوهستانی و یا گردش‌های ثانوی مربوط به اثر جزیره گرمایی در لایه مرزی غالب خواهند بود (Whiteman, 1990, 36; Bornstein, 1987, 86). برای تهران در اغلب زمان سال حالت دوم صادق است.

نتایج

روند سریع شهرنشینی، صنعتی شدن و ایجاد تغییرات زیاد در کاربری زمین سبب تغییرات عمده‌ای در کمیت‌های هواشناختی به ویژه میدان‌های دما و باد شده است. نتایج نشان می‌دهد که طی دهه‌های اخیر تغییرات حاصله در میدان دمای شهر تهران بسیار چشم‌گیر بوده است. در مناطق شهری به دلیل آلودگی کمتر، جذب تابش خورشیدی بیشتر شده و شار گرمایی سطحی نیز زیاد می‌شود. همچنین به دلیل آزاد شدن مصنوعی انرژی گرمایی و آنتروپوژنیک به لایه‌های زیرین جو، آلودگی هوا، آزاد شدن گازهای گلخانه‌ای زیاد در جو شهری، پوشش آسفالت و به کار بردن مواد چگال (که توانایی

جذب و ذخیره انرژی گرمایی بیشتری را دارند) سبب تغییرات زیاد میدان دمای تهران در مقایسه با حومه شده که موقعیت خاص جغرافیای تهران نیز باعث تشدید این اثرات گردیده است. بیشترین روند افزایشی دما مربوط به دماهای کمینه است که به دلیل کاهش عمق لایه آمیخته در شب، اثرات شهری بهتر نمایان می‌شود. اثرات خرد تا میان مقیاس شهری تحت تأثیر سامانه‌های همدیدی بزرگ مقیاس قرار دارند. جدول ۱ تغییرات ایجاد شده در میدان دمای ناشی از شهرنشینی و توسعه شهری تهران را نشان می‌دهد. بیشترین این تغییرات مربوط به دماهای کمینه تهران به ویژه در فصل پاییز و ماه نوامبر رخ داده است. همچنین مقایسه روند دماها طی دو دوره بیست و پنج ساله حاکی از افزایش قابل ملاحظه دما طی دوره دوم می‌باشد که بیشترین رشد شهرنشینی و صنعتی شدن تهران نیز طی این دوره روی داده است. در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار سرد بر روی منطقه اثرات شهری بسیار حائز اهمیت بوده است و در صورت فعالیت سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی این اثرات کاهش می‌یابد. بیشترین روندهای دما در ماه نوامبر رخ داده زیرا در این هنگام علاوه بر استقرار سامانه‌های پرفشار سرد بر روی منطقه، طولانی بودن شب‌ها، وارونگی‌های شدید دمایی و پایداری ایستایی جو نیز نقش مهمی در روند فزاینده دماها دارد. با وجود این که ورامین تحت تأثیر پره دود شهری تهران قرار دارد و طی دهه‌های اخیر نیز توسعه و گسترش یافته، ولی روند افزایش دماهای کمینه تهران بسیار بزرگتر از ورامین است.

ناهموارهای مناطق شهری در برهم‌کنش جو و سطح زمین نقش مؤثرتری نسبت به مناطق غیرشهری دارد که این خود روی گردش هوا مؤثر است. میدان باد در مناطق شهری توسط منابع گرمایی و ساختمان‌ها به شدت متأثر می‌گردد. شهر تهران به علت وجود رشته کوه البرز، تحت تأثیر بادهای محلی قرار دارد. این بادهای سبب تعدیل اثرات شهری و جزیره گرمایی شده و در انتقال آلودگی هوا نقش بسیار مهمی دارند. با توجه به موقعیت خاص جغرافیایی شهر تهران در اغلب زمان‌ها، امکان تخلیه هوا در این شهر به آسانی صورت نمی‌گیرد. بنا بر این کاهش بادهای محلی کوه به دشت شبانه تهران به موجب ساختمان‌ها و اثرات شهری این مسأله را تشدید خواهد کرد. نتایج حاصله بیانگر وجود یک رابطه منطقی بین توسعه و گسترش شهر با کاهش بادهای شبانه در تهران است که پی‌آمد آن افزایش دماهای شبانه تهران و همچنین استقرار آلاینده‌ها و آلودگی

هوا در سطح شهر است. افزایش دمای تهران علاوه بر تأثیر بر روی بارش و ذوب زود هنگام برف، اثرات زیست‌محیطی فراوانی نیز به‌جای می‌گذارد. همچنین به دلیل غیر قابل نفوذ بودن آب در خیلی از سطح‌های شهری، ذخیره آب زیرزمینی در شهرها کاهش ولی روان‌آب در مقایسه با سطح‌های غیر شهری افزایش می‌یابد.

منابع و مأخذ

۱. کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۰): میکروکلیماتولوژی، چاپ انتشارات سمت.
۲. مرادزاده، محمد (۱۳۷۸): شبیه‌سازی فیزیکی جزیره گرمایی و الگوی دمای تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. مؤسسه فیزیک دانشگاه تهران.
3. Atwater, M. A (1975); **Thermal changes induced by urbanization and pollutants**. J. Appl. Meteor, 14, 1061-1071.
4. Bornstein, R. D., and T. R. Oke (1981); **Influence of pollution on urban climatology**. Adv. Environ. Sci. Engrg., 2, 171-202.
5. Bornstein, R. (1987); **Mean diurnal circulation and thermodynamic evolution of urban boundary layer**. In: Modeling the Urban Boundary Layer. Am. Meteorol. Soc., 53-93.
6. Ching, J. K. S., J. M. Goodwitch, and J. F. Clark (1983); **Urban scale variations of turbulent energy fluxes**. Presented at AMS specialty conf, on air quality modeling of the nonhomogeneous, nonstationary urban boundary layer, Oct. 31 - Nov. 4, Baltimore, MD.
7. Fernando, H. J. S., S. M. Lee, J. Anderson, M. Princevac, E. Pardyjak, and S. Grossman - Clerke (2001): **Urban Fluid Mechanics, Air circulation and contaminant dispersion in cities**. Environmental fluid mechanics. 1, 107-164.
8. Hosker, R. P. Jr (1987); **The effects of building a local dispersion in modeling the urban boundary layer**. Am. Meteorol. Soc., 95-159.
9. Isyumov, N., and A. G. Davenport (1975); **The ground level wind environment in built-up areas**, proc. Fourth international conference on wind effects on building and structures, September 8-12, 1977, Heathrow. Cambridge university press, London. 403-422.
10. Klaić, Z. B., T. Nitiš, I. Kos, and N. Moussiopoulos (2002); **Modification of the local winds due to hypothetical urbanization of the Zagreb surroundings**. Meteorol. Atmos. Phys., 79, 1 - 12.
11. Klysik, K., and K. Fortuniak (1999); **Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland**. Atmos. Environ., 33, 3885 - 3895.
12. Landsberg, H. E (1981); **The urban climate**, Academic Press, 288 PP.
13. Loose, T., and Bornstein, R. D (1977); **Observations of mesoscale effects on frontal movement through and urban area**. Mon. Weather Rev. 105, 562-571.
14. Manabe, B. S., T. R. Knutson, R. J. Stouffer, and T. L. del worth (2001); **Exploring natural and anthropogenic variation of climate**. Q. J. R. Meteor. Soc., 127, 1 - 24.
15. Morris, C. J. G., and I. Simmonds (2000); **Associations between varying magnitudes of the urban heat island and synoptic climatology in Melbourne, Australia**. Int. J. Climatol., 20, 1931 - 1954.
16. Morris, C. J. G., I. Simmonds, and N. P. Plummer (2001); **Quantification of the influence of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city**. J. Appl. Meteor., 40, 169 - 182.
17. Oke, T. R (1973); **City size and the urban heat island**. Atmos. Environ., 7, 769 - 779.
18. Oke, T. R., G. T. Johnson, D. S. Stefan, and I. D. Watson (1991); **Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night**. Part 2: Diagnosis of causation. Boundary layer Meteorol., 56, 340 - 358.
19. Stull, R. B (1988); **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic publisher, 666. P.
20. Tumanov, S., A. Stan - sion, A. Lupu, C. Soci, and C. Oprea (1999); **Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters**. Atmos. Environ., 33, 4173 - 4183.
21. Vukovich, F. M., and William J. King (1980); **A theoretical study of the St. Louis heat island: Comparisons between observation data and simulation results on the urban heat island circulation**. J. Appl. Meteorol., 19, 761-770.
22. Whiteman, C. D (1990); **Observation of thermally developed wind system in mountainous terrain**, In: W. Blumen (Ed.). Atmospheric Processes Over Complex Terrain, Meteorol. Monogr. 23 (45). American Meteorology Society, Boston, Massachusetts, 5-45 PP.