

آثار جزیره گرمایی و شهرنشینی روی وضع هوا و اقلیم محلی در کلان شهر تهران بر اساس داده‌های مهرآباد و ورامین

* عباس رنجبر سعادت آبادی
** دکتر عباسعلی علی‌اکبری پیدختی
*** دکتر سیدعلیرضا صادقی حسینی

چکیده

توسعه شهرنشینی و فعالیت‌های صنعتی در شهرهای بزرگ منجر به تغییرات وسیعی در مشخصات فیزیکی سطح زمین، انرژی گرمایی آزاد شده، آلودگی هوا، تغییرات دما و سایر پارامترهای هواشناسی می‌شود و جزیره گرمایی شهری را ایجاد می‌کند. در این مطالعه تغییرات ناشی از آثار شهرنشینی روی وضع هوا و اقلیم محلی در کلان شهر تهران بررسی شد. به این منظور روند سری‌های زمانی کمیت‌های دمای کمینه، بیشینه و باد تهران (ناحیه توسعه یافته شهری) و ورامین (ناحیه کم توسعه یافته شهری) طی یک دورهٔ چهل ساله (۹۵-۱۹۵۶) مطالعه گردید. رابطهٔ بین شدت جزیرهٔ گرمایی تهران با پارامتر جمعیت شهری و همچنین کمیت‌هایی نظیر باد و پایداری اِستایی جو، بررسی شده است. نتایج حاصله، بیانگر افزایش قابل ملاحظهٔ روند دمای کمینه تهران در مقایسه با بیشینه آن است. همچنین روند افزایش میانگین سالانهٔ دمای کمینه در تهران تقریباً چهار برابر ورامین Id می‌باشد. بیشترین تغییرات افزایشی برای میانگین ماهانهٔ دمای کمینه تهران و ورامین در ماه نوامبر (آذر) به ترتیب به مقدار $4/64^{\circ}\text{C}$ و $2/13^{\circ}\text{C}$ و کمترین تغییرات در فوریه (بهمن) به ترتیب به مقدار $1/24^{\circ}\text{C}$ و $0/44^{\circ}\text{C}$ بوده است. اختلاف میانگین چهل سالهٔ دماهای کمینه تهران با ورامین در ماه سپتامبر بیشینه و در فوریه (بهمن) کمترین مقدار را دارد. این اختلاف‌های فاحش در روند افزایشی دمای کمینهٔ تهران نسبت به ورامین بیانگر آثار شهری از جمله آزاد شدن گرمای دست‌ساز بشر و مصنوعی زیاد و در نتیجه ایجاد جزیره گرمایی و تغییرات اقلیم محلی در تهران می‌باشد. علاوه بر آن به دلیل گسترش شهر و ایجاد ساختمان‌ها و موانع، روند کاهشی مؤلفهٔ شمالی بادهای محلی تهران (مهرآباد) مشاهده گردید. این روند کاهشی سبب تقویت شدت جزیره گرمایی می‌شود. همچنین نتایج بیانگر شدت قابل ملاحظهٔ جزیره گرمایی تهران در مقایسه با شهرهای بزرگ و صنعتی جهان می‌باشد.

کلید واژه‌ها

جزیره گرمایی شهری، اقلیم محلی، تهران

سرآغاز

طی دهه‌های اخیر، افزایش جمعیت، رشد سریع صنعتی شدن، افزایش آلودگی هوا در ترازهای پایین جو و آثار جزیره گرمایی، سبب تغییرات قابل ملاحظه‌ای در وضع هوا و اقلیم محلی شهرهای بزرگ شده است. آزاد شدن انرژی گرمایی زیاد، افزایش گازهای گلخانه‌ای و همچنین تغییر کاربری زمین، از عوامل اصلی تغییر اقلیم محلی در شهرهاست. لایه مرزی شهری، مستقیماً تحت تأثیر واداشت‌های^(۱) سطحی از قبیل انتقال گرما، گسیل آلاینده‌ها، کشال مالشی^(۲)، تبخیر و تعرق و عوارض زمینی قرار دارد. نقش این عوامل در تعیین دمای سطحی و از این رو شارهای گرمایی تابشی و تلاطمی بسیار مؤثر است. آثار محیط‌های شهری روی جو و لایه مرزی آن بیشتر بصورت جزیره‌های گرمایی ظاهر می‌شوند. جزیره‌های گرمایی توسط سطح مجزایی که شار گرمایی بیشتری از محیط اطرافش دارد، مشخص می‌گردند. از مهمترین منابع تزریق گرما به لایه‌های زیرین جو در محیط‌های شهری، گسیل گرما به موجب فعالیت‌های انسانی (گرمایش مسکونی، واحدهای صنعتی، وسایل موتوری و غیره) است. بطور کلی توسعه شهری علاوه بر تغییرات دما، روی بارش و رطوبت و کیفیت هوا نیز آثار قابل توجهی داشته و در طولانی مدت، سبب تغییرات اقلیم محلی می‌شود. با توجه به این تغییرات بزرگ، شگفت‌آور نیست که مناطق شهری، ملموس‌ترین نشانه‌ها را از تغییرات ایجاد شده و تعدیل‌های اقلیمی به نمایش می‌گذارد (کاویانی، ۱۳۸۰).

پژوهش‌های انجام شده توسط Cotton & Pielke, 1995, Tumanov, et al 1999, Changnon, 1999, Baik & Chun, 1997, Atwater, 1972 and 1974 نشان داده است که در بیشتر شهرهای بزرگ و صنعتی، شهرنشینی تغییرات قابل ملاحظه‌ای در شاخص‌های جوی و ویژگی‌های سطح زمین بوجود آورده و در نتیجه سبب تغییرات وضع هوا و اقلیم محلی شده است. معمولاً جزیره گرمایی تحت شرایط پایدار جوی، تشکیل و توسعه می‌یابد. Comrie, 2000 در خصوص جزیره گرمایی شهرهای آریزونا و تاسون آمریکا نتیجه گرفت که بادهای محلی ترازهای پایین جو، بطور چشمگیری اثر جزیره گرمایی را از بین می‌برد و ریزش هوای سرد از دره‌های مجاور نیز امکان بوجود آمدن گرمایش شهری^(۳) را نمی‌دهد. ایجاد و توسعه گردش‌های حرارتی مربوط به جزیره گرمایی شهری طی شب‌های زمستان همراه با استقرار شرایط سینوپتیکی و اچرخندی امکان‌پذیر است. در این صورت لایه این گردش‌های حرارتی توسط سقف وارونگی دما محدود

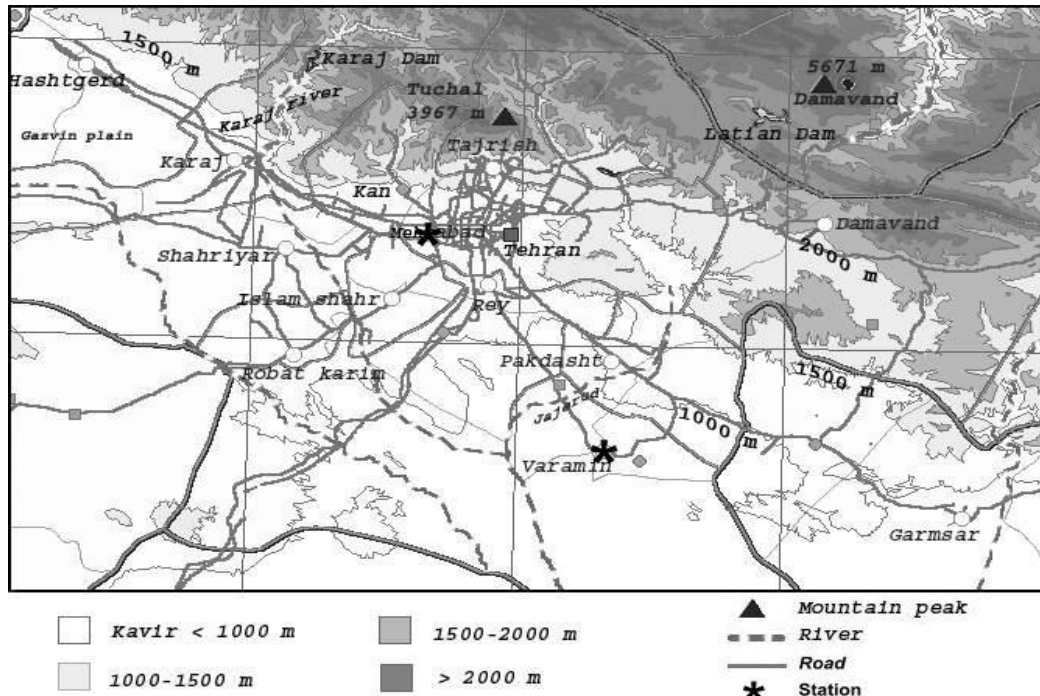
شده و اغلب به جهت بادهای منطقه‌ای، بستگی ندارند (Eliasson & Holmer, 1999). در الگوی جزیره گرمایی معمولاً از لگاریتم جمعیت شهری می‌توان برای بررسی شدت جزیره گرمایی استفاده کرد. (Torok, et al, 2001). وجود شبکه اندازه‌گیری مناسب کمک زیادی به مطالعه الگوی جزیره گرمایی می‌کند، اما به دلیل پراکندگی ایستگاه‌های هواشناسی، به ناچار تنها به داده‌های دیدبانی شده در دو ایستگاه، یکی در شهر (منطقه توسعه یافته) و دیگری در روستا (منطقه کمتر توسعه یافته) اکتفا می‌شود. با وجود این، نتایج قابل اعتمادی را هم به همراه خواهد داشت، مثلاً Kim & Baik, 2001 با مطالعه روی شهر سئول نتیجه گرفتند که بیشترین مقدار شدت جزیره گرمایی در پاییز و زمستان و کمترین مقدار در بهار و تابستان رخ می‌دهد. در مطالعه حاضر سری‌های زمانی طولانی مدت‌ها چند عامل مهم هواشناختی و اقلیمی دو ایستگاه مهرآباد (تهران) و ورامین، تجزیه و تحلیل و تأثیرپذیری آنان از پدیده شهرنشینی بررسی شده است. همچنین به دلیل وجود داده‌های کاملتر تهران، بررسی روند بعضی از کمیت‌های هواشناختی مانند سمت و سرعت باد به تنهایی انجام گرفته است.

داده‌ها و روش مطالعه

برای بررسی تغییرات اقلیم محلی ایجاد شده در اثر جزیره گرمایی در کلان شهرها، نیاز به نگاشت‌های طولانی مدت کمیت‌های هواشناختی است. محاسبه روند سری‌های زمانی این نگاشت‌ها، نحوه تغییرات ایجاد شده را نشان خواهد داد. به این منظور ابتدا داده‌های هواشناختی تهران و شهرهای مجاور آن تهیه شد، سپس علاوه بر کنترل کیفی که توسط سازمان هواشناسی روی داده‌ها انجام گرفت، مجدداً این داده‌ها به دقت کنترل و بررسی شدند. سرانجام از میان کل اطلاعات موجود، داده‌های ایستگاه سینوپتیک مهرآباد و ایستگاه اقلیم‌شناسی ورامین به دلیل داشتن نگاشت‌های کاملتر انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفتند. ایستگاه مهرآباد از سال ۱۹۵۱ شروع به کار نموده و ایستگاه ورامین نیز از سال ۱۹۵۲ تأسیس شده ولی در چهار سال اول، اطلاعات کاملی ندارد و از سال ۱۹۵۶ تا ۱۹۹۵ اطلاعات کامل آن موجود می‌باشد. همچنین این ایستگاه‌ها در طول دوره، هیچ‌گونه جابجایی و یا تغییرات قابل ملاحظه‌ای نداشته‌اند. با توجه به این که ایستگاه ورامین یک ایستگاه اقلیم‌شناسی است، دیدبانی‌ها فقط در ساعت‌های ۰۳۰۰، ۰۹۰۰ و ۱۵۰۰ به وقت گرینویچ انجام می‌شود و در مهرآباد که یک ایستگاه سینوپتیک است دیدبانی سه ساعت به سه

شده‌اند. موقعیت جغرافیایی شهر تهران و اطراف آن و همچنین محل ایستگاه‌های مهرآباد و ورامین در شکل شماره (۱) نشان داده شده است.

ساعت انجام می‌گیرد. داده‌های میانگین ماهانه و سالانه دماهای کمینه و بیشینه که در هر دو ایستگاه موجود است با یکدیگر مقایسه شده و همچنین به دلیل وجود اطلاعات کاملتر ایستگاه مهرآباد، بویژه طی ساعات شب، کمیت‌هایی مانند سمت و سرعت باد نیز بررسی



شکل شماره (۱): نقشه تهران و توپوگرافی اطراف منطقه مورد مطالعه.

توپوگرافی، پایداری، باد، آلودگی هوا، منابع گرمای مصنوعی و دست ساز بشر، ارتفاع ساختمان‌ها، هندسه خیابان‌ها و شرایط تخلیه هوای شهر، سبب تغییر وضع هوا در محیط‌های شهری می‌شوند. هر یک از عوامل فوق به نحوی جزیره گرمایی و در نتیجه روند افزایش دما را تحت تأثیر قرار می‌دهد. برای مثال میدان باد، نقش تعیین کننده‌ای در حذف جزیره گرمایی و یا تضعیف و کاهش شدت آن دارد. به طوری که اگر سرعت باد در شهرها از یک سرعت باد آستانه (U_c) بیشتر شود امکان توسعه و تکامل جزیره گرمایی میسر نخواهد بود. سرعت باد آستانه را می‌توان از رابطه زیر تخمین زد (Oke and Hannell, 1970):

$$U_c = 3.4 \log p - 11.6$$

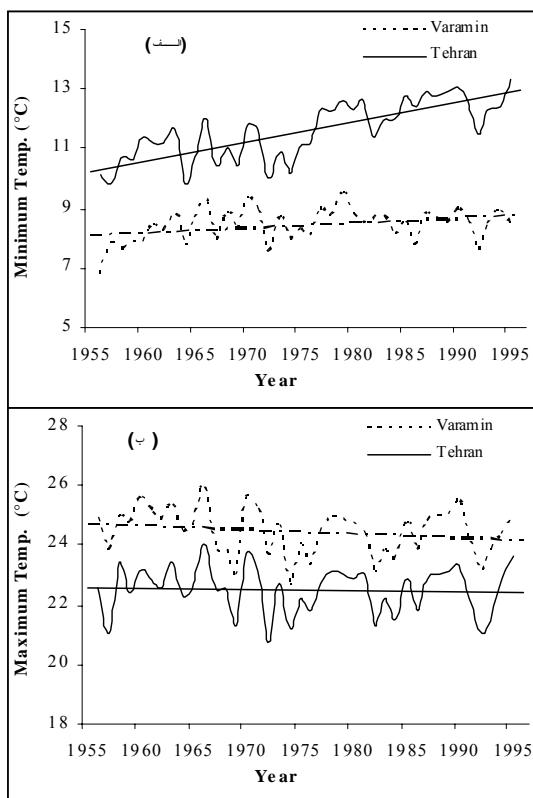
U_c بر حسب متر بر ثانیه (ms^{-1}) و p جمعیت شهر است. این رابطه تجربی به عوامل مختلفی، مانند ارتفاع ساختمان‌ها بستگی دارد

اختلاف ظرفیت گرمایی مواد ساختمانی، خانه‌ها، پیاده‌روها و جاده‌ها در شهرها نسبت به حومه و همچنین افزایش آلودگی هوا (به ویژه وجود مقادیر زیاد CO_2 در کلان شهرها) سبب گرمایش مناطق شهری شده است. در طول روز میزان گرمایش مناطق شهری نسبت به حومه به علت تلاطم و اختلاط در ترازهای پایین جو ناچیز بوده ولی در شب به موجب وارونگی‌های دمایی زیاد می‌باشد. آثار شهرنشینی در مقیاس‌های محلی یا منطقه‌ای بسیار حائز اهمیت است. تغییرات ایجاد شده در شهرهای بزرگ و صنعتی می‌تواند آثار زیست محیطی فراوانی نظیر افزایش آلودگی و دمای هوا، افزایش دمای خاک در عمق‌های مختلف، ذوب زود هنگام یخ‌ها، کاهش آب‌های زیرزمینی، تغییر بارندگی، رطوبت و... را در پی داشته باشد.

دما، کمیتی است که در محیط‌های شهری نسبت به سایر کمیت‌های هواشناختی بیشتر تحت تأثیر قرار می‌گیرد (Oke, 1973). عوامل متعددی از جمله شرایط وضع هوا، عرض جغرافیایی، زمان،

سالانه دمای کمینه ورامین افزایش یافته است. در مقابل، میانگین سالانه دمای بیشینه تهران با آهنگی برابر یک سوم ورامین روند فزاینده‌ای را نشان می‌دهد.

مهم‌ترین علت افزایش روند دمای کمینه تهران آزاد شدن گرمای دست ساز بشر و مصنوعی حاصل از گرمایش منازل، خودروها، کارخانجات، و همچنین جذب و یا بازتاب تابش موج بلند زمینی توسط مقادیر زیاد آلاینده‌های جوی در تهران است. به طور کلی دماهای شبانه (مانند دمای کمینه) بیشتر تحت تأثیر آثار شهری قرار می‌گیرد و توسعه شهرنشینی می‌تواند روند افزایشی دماهای کمینه شهرها را تشدید کند. به هنگام روز به دلیل تلاطم و اختلاط و افزایش ارتفاع لایه مرزی، میزان گرمای تولید شده در شهرها در حجم خیلی وسیع‌تر توزیع می‌گردد و در نتیجه تفاوت چندان بین روند افزایشی دماهای بیشینه شهر و حومه نمی‌رود. و روند افزایشی دماهای بیشینه در اثر توسعه شهرنشینی نمی‌تواند چشمگیر باشد.



شکل شماره (۲): مقایسه میانگین سالانه دماهای کمینه (الف) و

بیشینه (ب) تهران و ورامین طی دوره ۱۹۵۶ الی ۱۹۹۵

روندهای میانگین ماهانه دماهای کمینه و بیشینه تهران و ورامین برای یک دوره ۴۰ ساله (۱۹۵۶-۹۵) محاسبه و در جدول

اما نتایج به دست آمده توسط لندزبرگ برای چندین شهر در اروپا، امریکا و آسیا (ژاپن) نشان داد که این رابطه از اعتبار بسیار بالایی (واریانس ۹۴ درصد) برخوردار است.

معمولاً وسعت و گسترش شهر مؤثرترین عامل در شدت جزیره گرمایی شناخته شده و جمعیت را به عنوان پارامتری که بیانگر اندازه شهر است در نظر می‌گیرند. برای اولین بار Oke, 1973 با در نظر گرفتن جمعیت به عنوان پارامتر مشخص کننده اندازه شهر رابطه لگاریتمی بین بیشینه شدت جزیره گرمایی و جمعیت بصورت زیر به دست آورد.

$$(۲) \quad 4.06 - \log p \quad 2.01 = \Delta T_{(u-r)\max}$$

که در آن P، بیانگر جمعیت شهر و $\Delta T_{(u-r)\max}$ بیشینه شدت جزیره گرمایی (بیشینه اختلاف دمای بین شهر و روستا) می‌باشد. بعدها تحقیقات دیگری نیز در این زمینه انجام شد و روابط زیر برای شهرهای مختلف جهان از جمله برای شهرهای اروپایی، رابطه (۲) و برای شهرهای شمال آمریکا و جنوب شرق استرالیا به ترتیب رابطه‌های (۳) و (۴) به دست آمده است.

بیشینه برای شهرهای شمال آمریکا:

$$(۳) \quad 6.41 - \log p \quad 2.96 = \Delta T_{(u-r)\max}$$

برای شهرهای جنوب شرقی استرالیا:

$$(۴) \quad 2.09 - \log p \quad 1.42 = \Delta T_{(u-r)\max}$$

در این روابط شیب معادله بیانگر میزان آزاد شدن انرژی حاصل از فعالیت‌های انسانی است که در شهرهای صنعتی و آلوده مقدار آن زیاد است.

بحث روی یافته‌ها

بعد از کنترل کیفی سربهای زمانی میانگین سالانه دماهای کمینه و بیشینه تهران و ورامین، روند آنها برای یک دوره ۴۰ ساله در شکل شماره (۲) نشان داده شده است.

با توجه به این شکل، روند خطی میانگین سالانه دمای کمینه تهران و ورامین به ترتیب $۲/۶^{\circ}\text{C}$ ($۰/۰۶۵^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) و $۰/۶۴^{\circ}\text{C}$ ($۰/۰۱۶^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) بوده در حالی که روند دمای بیشینه تهران و ورامین به ترتیب $-۰/۱۶^{\circ}\text{C}$ ($-۰/۰۰۴^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) و $-۰/۴۸^{\circ}\text{C}$ ($-۰/۰۱۲^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) می‌باشد. بنابراین میانگین سالانه دمای کمینه تهران چهار برابر میانگین

شماره (۱) نشان داده شده است. ستون‌های A و B به ترتیب روند دماهای کمینه تهران و ورامین را نشان می‌دهند. مقایسه این روندها بیانگر روند فزاینده دمای تهران نسبت به ورامین است. بیشترین میزان افزایش میانگین ماهانه دمای کمینه تهران به $4/64^{\circ}\text{C}$ $(+0/116^{\circ}\text{C}/\text{yr})$ در ماه نوامبر و کمترین مقدار آن $1/24^{\circ}\text{C}$ $(+0/231^{\circ}\text{C}/\text{yr})$ در فوریه است. مقادیر مشابه در ورامین $2/12^{\circ}\text{C}$ $(+0/53^{\circ}\text{C}/\text{yr})$ در نوامبر و $-0/44^{\circ}\text{C}$ $(-0/111^{\circ}\text{C}/\text{yr})$ در ماه فوریه مشاهده شده است. مهم‌ترین دلیل این اختلاف، استقرار سامانه‌های پرفشار سرد روی منطقه در ماه نوامبر و فعالیت سامانه‌های کم فشار دینامیکی در فوریه است. بنابراین بیشترین میزان افزایش روند میانگین ماهانه دمای کمینه هم برای تهران و هم برای ورامین در ماه نوامبر روی داده، به طوری که میزان افزایش در تهران بیش از دو برابر ورامین است. در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار روی منطقه اغلب آسمان صاف، باد کم و جوی پایدار حاکم بوده در حالی که در

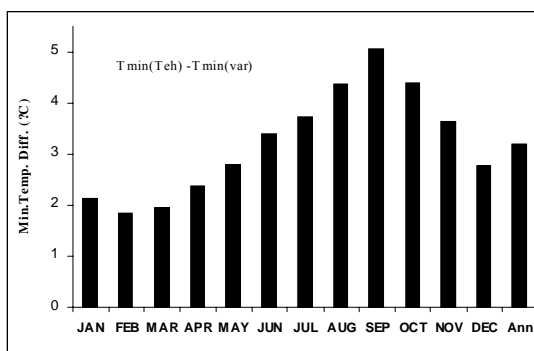
صورت استقرار سامانه‌های کم فشار، انتظار جوی ناپایدار همراه با وزش باد، افزایش ابر و بارش می‌رود، که تحت چنین شرایطی جزیره گرمایی و آثار شهری اغلب حذف و یا به حداقل می‌رسند. به طور کلی به دلیل جمع شدن آلاینده‌های زیاد در فضای شهر تهران و در نتیجه جذب و یا بازتاب بیشتر تابش‌های موج بلند زمینی در طول شب و همچنین آزاد شدن گرمای دست ساز بشر و مصنوعی زیاد، سبب شده که دمای کمینه تهران در مقایسه با حومه افزایش قابل ملاحظه‌ای داشته باشد. بیشترین و کمترین اختلاف بین روندهای میانگین ماهانه دماهای کمینه تهران و ورامین (ستون C) به ترتیب به اندازه $3/08^{\circ}\text{C}$ در ماه سپتامبر و $1/04^{\circ}\text{C}$ در ماه ژانویه است.

مقایسه میانگین ماهانه دماها بیانگر این است که روند دمای کمینه در همه ماه‌های سال در تهران بیشتر از مقادیر مشابه در ورامین بوده در حالی که دمای بیشینه چنین نیست. اختلاف بین روند فزاینده دماهای کمینه تهران با ورامین (ستون C) نسبت به اختلاف روند دماهای

جدول شماره (۱): تغییرات میانگین ماهانه و سالانه دماهای کمینه و بیشینه تهران (مهرآباد) و ورامین و اختلاف آنها در دوره (۹۵-۱۹۵۶)

ماه	تغییرات دمای کمینه (°C)			تغییرات دمای بیشینه (°C)		
	مهرآباد	ورامین	اختلاف بین آنها	مهرآباد	ورامین	اختلاف بین آنها
	A	B	C=A-B	D	E	F=D-E
ژانویه	1/84	0/80	1/04	-0/40	-1/08	-0/68
فوریه	1/24	-0/44	1/68	-1/68	-2/88	-0/12
مارس	1/52	-0/28	1/80	-1/28	-3/00	1/72
آوریل	3/56	0/80	2/76	1/88	1/20	-0/68
می	1/52	0/36	1/16	-0/12	-1/08	-0/12
ژوئن	2/48	0/92	1/56	-0/08	-0/88	-0/80
ژوئیه	2/96	1/36	0/16	0/68	1/52	-0/84
آگوست	2/72	1/00	1/72	0/28	0/76	-0/48
سپتامبر	2/96	-0/12	3/08	0/04	-0/20	-0/16
اکتبر	2/32	0/04	2/28	-1/08	-1/04	-0/04
نوامبر	4/64	2/12	2/52	1/58	1/28	-0/28
دسامبر	2/92	0/80	2/12	-0/88	-2/28	1/40
سالانه	2/60	0/64	1/96	-0/16	-0/52	-0/36

شده است. بیشترین اختلافها در ماه سپتامبر و کمترین آن در فوریه داده است. ماه سپتامبر زمان تغییر فصل بوده و در این زمان با تضعیف سامانه کم فشار گرمایی فصلی و استقرار زبانه پرفشار روی منطقه، شرایط جهت ایجاد پایداری ایستایی فراهم می‌شود (این حالت تقریباً مانند زمان غروب و اوایل شب است). در فوریه نیز اغلب به علت فعالیت سامانه‌های کم فشار دینامیکی، امکان تشکیل جزیره گرمایی کمتر فراهم می‌شود. بنا بر این شرایط مناسب برای وقوع بیشترین شدت نسبی در ماه سپتامبر وجود دارد.



شکل شماره (۳): اختلاف میانگین ۴۰ ساله دماهای کمینه تهران و ورامین

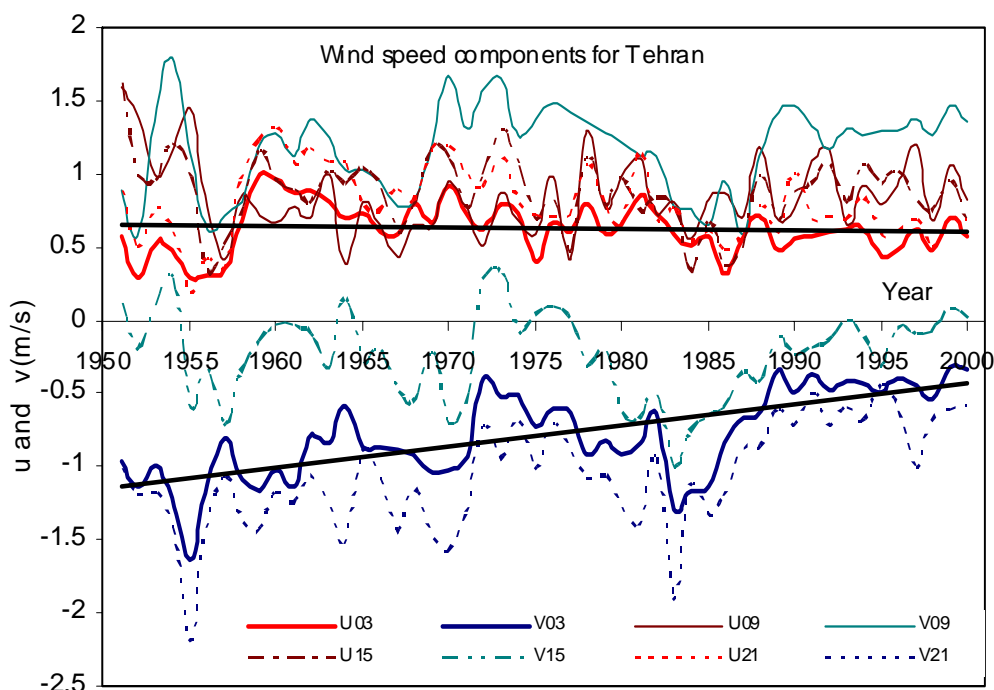
میدان باد و تغییرات مؤلفه‌های آن

با توجه به رابطه (۱) اگر جمعیت تهران را حدود ده میلیون در نظر بگیریم، سرعت باد آستانه‌ای که لازم است از تشکیل و تکامل جزیره گرمایی تهران جلوگیری کند، تقریباً باید حدود 9 ms^{-1} باشد. در بیشتر زمانها سرعت باد در تهران خیلی کمتر از این مقدار است و اغلب کلان شهر تهران به دلیل موقعیت خاص جغرافیایی که دارد تحت تأثیر بادهای محلی قرار دارد. بادهای محلی می‌توانند نقش بسزایی در تعدیل و تغییر جزیره گرمایی تهران داشته باشند. این بادهای به زمان روز و فصل بستگی داشته و در ماههای مختلف تغییر می‌کنند. باد مهم‌ترین پارامتر است که در ایجاد و اضمحلال جزیره گرمایی نقش اساسی دارد. برای بررسی آثار دراز مدت شهری بر روی میدان باد، ابتدا مؤلفه‌های میدان باد "u" (از سمت غرب به شرق مثبت) و "v" (از سمت جنوب به شمال مثبت) به دلیل رشد نامتقارن شهر تهران، محاسبه شدند. سپس تغییرات هر یک از این سری‌های زمانی طی یک دوره پنجاه ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) مطالعه شد. سری‌های زمانی مؤلفه‌های باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین و به فواصل زمانی شش ساعته در شکل شماره (۴) نشان داده شده‌اند. در این شکل ساعت

بیشینه (ستون F) آنها قابل توجه است. ورامین در حاشیه کویر قرار دارد و ارتفاع آن حدود ۲۰۰ متر کمتر از مهرآباد است و اگر متوسط آهنگ تغییرات دما نسبت به ارتفاع را $7/5^\circ\text{C}/\text{km}$ فرض کنیم دمای ورامین باید حدود $1/5^\circ\text{C}$ گرم‌تر از مهرآباد باشد. علاوه بر اختلاف ارتفاعی که بین ایستگاهها وجود دارد، ورامین هم تحت تأثیر زبانه دودمه^(۴) تهران بوده و هم طی دهه‌های اخیر توسعه و گسترش زیادی یافته است. بنا بر این روند افزایشی دماهای کمینه در ورامین نیز تحت تأثیر آثار شهری است ولی این روند فزاینده در تهران خیلی بیشتر است.

روند دماهای بیشینه تهران و ورامین به ترتیب در ستون‌های D و E نشان داده شده است. بیشترین میزان افزایش میانگین ماهانه دماهای بیشینه برای تهران و ورامین به ترتیب به اندازه $1/88^\circ\text{C}$ و $1/52^\circ\text{C}$ در ماههای آوریل و ژوئیه می‌باشد و کمترین آنها $1/68^\circ\text{C}$ - در ماه فوریه برای تهران و $3/00^\circ\text{C}$ - در ماه مارس برای ورامین است. علاوه بر آلودگی هوا و وجود ذرات معلق زیاد در شهرها، افزایش ابر نیز می‌تواند ناشی از آلودگی‌های ذره‌ای همراه با کم شدن روند تغییرات دما باشد. بیشترین و کمترین اختلاف بین روندهای میانگین ماهانه دماهای بیشینه تهران و ورامین (ستون F) به اندازه $1/72^\circ\text{C}$ و $0/84^\circ\text{C}$ - به ترتیب مربوط به ماههای مارس و ژوئیه است. در بعد از ظهرها که زمان وقوع دمای بیشینه است، عمق لایه مرزی به بیشترین مقدار خود می‌رسد و به علت تلاطم و اختلاط شدید ناشی از تقویت همرفت روزانه شهری، اختلاف دمای بین شهر و حومه به کمترین مقدار می‌رسد. بنا بر این در طول روز آثار جزیره گرمایی کمتر ظاهر می‌شود. ولی وجود ذرات معلق بسیار زیاد و آلودگی هوا می‌تواند آثاری را روی انرژی خورشیدی دریافتی داشته باشد. بنا بر این روند دمای بیشینه، نه تنها افزایش چندانی را نشان نمی‌دهد بلکه در خیلی از ماهها منفی است.

شکل شماره (۳) اختلاف میانگین ۴۰ ساله دماهای کمینه تهران با ورامین را نشان می‌دهد. کمترین اختلاف در ماههای زمستان به علت فعال بودن سامانه‌های دینامیکی بوده که ماه فوریه به کمترین مقدار خود می‌رسد و از آن پس روند افزایشی داشته تا اینکه در ماه سپتامبر به بیشترین مقدار (حدود 5°C) می‌رسد و سپس تا فوریه، روند کاهش پیدا می‌کند. اختلاف دمای نقطه‌ای از شهر که حداکثر دما را دارد با دمای حومه شهر به عنوان بیشینه شدت جزیره گرمایی $\Delta T(u-)$ max(r) تلقی می‌شود. در اینجا برای تخمینی از شدت جزیره گرمایی تهران، اختلاف میانگین ماهانه دمای کمینه تهران با ورامین محاسبه



شکل شماره (۴): سری‌های زمانی مؤلفه‌های میدان باد تهران (مهرآباد) به فواصل زمانی شش ساعته طی دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ خطوط رسم شده در شکل شماره (۴) روند تغییرات مؤلفه‌های U و V در ساعت ۰۳:۰۰ را نشان می‌دهند

توسط پستی و بلندی‌های سطح شهر علاوه بر جلوگیری از انتقال آلاینده‌ها و آلودگی هوا به مناطق جنوبی‌تر، از کاهش دما در سطح شهر هم جلوگیری می‌کند که سبب تقویت شدت جزیره گرمایی می‌شود. پارامتر دیگری که در شدت جزیره گرمایی نقش زیادی دارد پایداری جو است. پایداری جو ارتباط مستقیمی با شرایط آرام بودن باد (سرعت باد کمتر از یک نات باشد) دارد بنابراین یکی از شرایط لازم و اساسی برای ایجاد جزیره گرمایی، آرام بودن باد بویژه در ساعات شب است. لذا به این منظور میانگین ماهانه درصد آرام بودن باد (حالت‌هایی که سرعت باد کمتر از یک نات بوده) در ساعات‌های ۰۳:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۰۹:۰۰ ۱۵۰۰ گرینویچ طی یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۶۹-۱۹۹۸) و همچنین میانگین ماهانه کل (میانگین ماهانه ساعت‌های ۰۳:۰۰، ۰۶:۰۰، ۰۹:۰۰، ۱۲:۰۰، ۱۵:۰۰، ۱۸:۰۰ و ۲۱:۰۰ گرینویچ) در جدول شماره (۲) آورده شده است.

رابطه شدت جزیره گرمایی با اندازه شهر

برای مطالعه همبستگی شدت جزیره گرمایی کلان شهر تهران با جمعیت، به دلیل نبود اطلاعات اندازه‌گیری شده کافی در این زمینه، از

برحسب گرینویچ، رنگ‌های قرمز و قهوه‌ای بیانگر مؤلفه u و رنگ‌های آبی و سبز بیانگر مؤلفه v در ساعات مختلف می‌باشند. مؤلفه v بجز در ساعت ۰۹:۰۰ (اواسط روز به وقت محلی) در بقیه ساعات منفی (از شمال به جنوب)، درحالی‌که مؤلفه u در تمام ساعات مثبت (از غرب به شرق) است. مؤلفه v در ساعت ۱۵:۰۰ تقریباً حول محور x در نوسان بوده و روند قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهد. در ساعت ۰۹:۰۰، مؤلفه v مثبت (از دشت به کوه) و نوسان تقریباً حول خط $y=1$ صورت می‌گیرد. در این ساعت مانند حالت قبل (ساعت ۱۵:۰۰) مؤلفه v میدان باد، روند خاصی را نشان نمی‌دهد. معمولاً بادهای محلی (بادهای کوه به دشت و دشت به کوه) به دلیل اینکه نسبت به بادهای سیستمی از سرعت کمتری برخوردارند بیشتر تحت تأثیر آثار شهری قرار می‌گیرند. همچنین به دلیل وجود فرودگاه در نواحی غربی و جنوب غربی ایستگاه مهرآباد، تراکم ساختمان‌ها بسیار کم بوده و در نتیجه بادهای غربی و جنوب غربی (مؤلفه‌های u و مؤلفه مثبت v بادهای جنوب به شمال) تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهند. اما در ساعات شب (۰۳:۰۰ و ۰۶:۰۰) مؤلفه v میدان باد به شدت تحت تأثیر آثار شهری قرار گرفته و کاهش یافته است. تضعیف بادهای شمالی

جدول شماره (۲): میانگین ماهانه درصد آرام بودن باد (درصد حالت‌هایی که سرعت باد کمتر از یک نات می‌باشد) طی دوره (۹۸-۱۹۶۹)

زمان بر حسب ساعت گرینویچ می‌باشد

ماه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئیه	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۰۳۰۰	۶۰	۵۵	۸	۴۶	۵۲	۴۷	۴۸	۴۷	۵۰	۵۰	۵۶	۶۱
۰۹۰۰	۲۹	۲۲	۱۵	۱۰	۱۰	۷	۹	۱۳	۱۱	۲۱	۲۲	۳۲
۱۵۰۰	۴۵	۲۸	۱۷	۱۵	۲۳	۱۴	۱۷	۲۴	۴۰	۴۹	۶۲	۵۶
کل	۴۸	۴۰	۳۴	۲۸	۲۳	۲۵	۲۶	۳۳	۳۲	۳۹	۵۰	۴۹

جمعیت به دست آمده وجود دارد که این رابطه لگاریتمی به صورت زیر می‌باشد:

$$\Delta T_{\min(u-r)} = 3.02 \log p - 11.72 \quad (5)$$

که در آن "س"، بیانگر جمعیت تهران است. در حقیقت شدت جزیره گرمایی می‌تواند بیانگر تغییرات اقلیم شهری باشد. مقایسه رابطه (۵) با روابط (۲)، (۳) و (۴) نشان می‌دهد که معادله حاصله برای تهران از نظر شیب خط، با شهرهای صنعتی بزرگ تقریباً مشابه است. گرچه تفاوت‌های زیادی از نظر میزان آزاد شدن انرژی در تهران و این شهرها وجود دارد ولی نقش بعضی از عوامل مؤثر (ذکر شده در بخش ۲)، مانند ویژگی خاص جغرافیایی سبب شده که جزیره گرمایی تهران از شدت چشمگیری برخوردار گردد.

نتیجه‌گیری

رشد سریع شهرنشینی و افزایش جمعیت تهران سبب تغییرات قابل ملاحظه‌ای در بعضی از کمیت‌های هواشناختی شده است. روند فزاینده دمای کمینه تهران طی دورهٔ چهار ساله (۹۵-۱۹۵۶)، در همهٔ ماههای سال نسبت به مقادیر مشابه در ورامین قابل ملاحظه است. این روند افزایشی در فصل پاییز به دلیل کوتاه شدن طول روز، فعال نبودن سامانه‌های کم فشار دینامیکی، وارونگی‌های شدید دما و پایداری هوا نسبت به سایر فصل‌ها بیشترین مقدار است. بیشینه روند افزایشی دمای کمینه تهران در ماه نوامبر به اندازه $4/64^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ (۰/۱۱۶ $^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) بوده است. روند فزاینده میانگین سالانه دمای کمینه تهران تقریباً چهار برابر ورامین ($2/4^{\circ}\text{C}$ در مقابل $0/64^{\circ}\text{C}$) است. در نتیجه رشد سریع صنعتی شدن و توسعه شهرنشینی سبب افزایش بسیار زیاد روند دمای تهران نسبت به ورامین شده است.

اختلاف دماهای کمینه در سال‌هایی که آمار جمعیت وجود دارد استفاده شده است. اختلاف بین دمای کمینه روزانه تهران با ورامین از ماه ژوئن تا دسامبر زیاد است (جدول شماره ۱). لذا اختلاف دماهای کمینه تهران با ورامین بطور روزانه در طی این ماهها نیز محاسبه شده است. بیشینه مطلق اختلاف دماهای کمینه روزانه تهران با ورامین در ماه دسامبر، به مقدار $13/6$ درجه سلسیوس مشاهده شده، که فقط یکبار رخ داده است. ولی مقادیری حدود $12/4$ در ماه‌های مختلف دیده می‌شود. نکته جالب توجه اینکه در سال‌های اولیه (مانند ۱۹۵۶ یا ۱۹۶۶) بیشینه اختلاف‌ها اغلب در ماه‌های (ژوئن، ژوئیه و آگوست) بوده ولی با گذشت زمان به نظر می‌رسد که این بیشینه اختلاف‌ها همان‌طوری که در جدول فوق دیده می‌شود بیشترین میانگین ماهانه کل در نوامبر بوده و همچنین در این ماه در ساعت ۱۵۰۰ گرینویچ ۶۲ درصد شرایط آرام بودن باد مشاهده شده است که بیشترین مقدار نسبت به ماه‌های دیگر است. از طرفی در ماه نوامبر بیشترین روند افزایشی دمای کمینه نیز روی داده است. در نتیجه روند فزاینده دمای کمینه می‌تواند رابطه مستقیمی با پایداری جو داشته باشد (که با مطالعات بایک ۱۹۹۱ و کومریه و همکاران ۲۰۰۰، مطابقت دارد). ماه‌های دیگر مانند اکتبر، نوامبر و تا حدی دسامبر مشاهده شده است. به عبارت دیگر در ابتدای دوره (۶۶-۱۹۵۶)، متوسط شدت نسبی جزیره گرمایی تهران ($\Delta T_{\min(u-r)}$) اغلب در فصل تابستان روی داده ولی با گذشت زمان و افزایش روند جمعیت، بیشتر آزاد شدن انرژی مصنوعی و دست‌ساز بشر به جو، احتمال وقوع بیشینه شدت جزیره گرمایی در ماه‌های پاییز و حتی زمستان بیشتر شده است (که با مطالعات Oke و همکاران ۱۹۹۱ نیز مطابقت دارد). همچنین رابطه‌ای برای متوسط شدت نسبی جزیره گرمایی تهران بزرگ بر حسب لگاریتم

Atwater, M. A. 1974. Thermal changes induced by urbanization and pollutants. *J. Appl. Meteor.*, 14:1061 - 1071.

Baik, J. J. 1991. Response of a stably stratified atmosphere to low - level heating an application to the heat island problem. *J. Appl. Meteor.*, 31, 291 - 303.

Baik, J. J. and Chun, Y. 1997. A dynamical model for urban heat islands. *Bound. Layer Meteor.*, 83: 463 - 477.

Changnon, S. A., Jr., (Ed). 1981. METROMEX: A Review and summary. *Meteor. Mongor.*, No. 40, Amer. Meteor. Soc., 181 pp.

Comrie, A. C. 2000. Mapping a wind- modified urban heat Island in tucson, Arizona (with comments on integrating ro search and under graduate learning. *Bulletin of the American Meterological society* , 81: 2417-2431.

Cotton, W. R. and Pielke, R. A. 1995. Human impacts on weather and Climate. Cambridge university press, 288 pp.

Eliasson, I. and Holmer, B. 1990. Urban heat island Circulation in Goteborg, Sweden. *Theor. Appl. Climatol.* 42: 187 - 196.

Kim, Y. H. and Baik, J. J. 2001. Maximum Urban Heat Island intensity in Seoul. *J. Appl. Meterol* 43: 651-659.

بیشترین اختلاف بین روندهای میانگین ماهانه دماهای کمینه تهران با ورامین (به اندازه $+3/0^{\circ}\text{C}$) در ماه سپتامبر روی داده است. همچنین اختلاف میانگین ماهانه چهل ساله دمای کمینه تهران با ورامین از فوریه تا سپتامبر روند صعودی داشته و در سپتامبر به بیشترین مقدار خود می‌رسد. در نتیجه جزیره گرمایی تهران بیشترین شدت نسبی را در این ماه دارد.

شیب خط متوسط شدت جزیره گرمایی تهران تقریباً مشابه شهرهای صنعتی جهان است. بنا بر این، هر چند که جزیره گرمایی تهران به شدت تحت تأثیر توپوگرافی قرار دارد و توسط بادهای کوه‌به‌دشت تعدیل می‌شود ولی شدت آن نسبت به شهرهای بزرگ و صنعتی جهان چشمگیر است.

روند پنجاه ساله سری‌های زمانی مؤلفه‌های باد، بیانگر کاهش قابل ملاحظه مؤلفه شمالی باد ($-v$) بویژه طی ساعات شب در تهران (ایستگاه مهرآباد) است. در صورت روند کاهشی جریانات شمالی تهران علاوه بر این که از انتقال آلاینده‌ها به مناطق جنوبی‌تر جلوگیری می‌شود سبب افزایش دما و در نتیجه تقویت شدت جزیره گرمایی می‌گردد.

یادداشت‌ها

- 1- Forcing
- 2- Frictional drag
- 3- Urban heat island circulations
- 4- Smog plume

تشکر و قدردانی

لازم است از سازمان هواشناسی کشور که داده‌های مورد نیاز را در اختیار نگارندگان قرار داده است تشکر کنم.

منابع مورد استفاده

کاوایی، م. ر. ۱۳۸۰. میکروکلیماتولوژی. انتشارات سمت، ۳۳۷ ص

Atwater, M.A. 1972. Thermal effects of urbanization and industrialization in the boundary layer: A numerical study. *Bond - Layer. Meterol*, 3: 229-245.

Torok, S. et al. 2001. Urban heat island features of south east Australian town. *Ast. Met. Mag.*, 50: 1 - 13.

Tumanov, S. A. et al. 1999. Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters. *Atmos. Environ.* 33: 4173 - 4183.

Landsberg, H. E. 1981. *The Urban Climate*, Academic Press, 288 PP.

Oke, T. R., .1973. City size and the urban heat island. *Atmos. Environ.*, 7: 769 - 779.

Oke, T. R. et al. 1991. Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night. Part 2: Diagnosis of causation. *Boundary layer Meteorol.*, 56:340 - 358.

Oke, T. R. and Hannell, F.G. 1970. The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In *Urban Climates*, WMO Tech. Note, No. 108:113-126.