

بررسی توزیع مکانی عمق لایه آمیخته جو شهری تهران با استفاده از شبیه‌سازی عددی در دو مطالعه موردی

فاطمه کماسی^۱، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۲ و سمانه ثابت قدم^{۳*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران.

۲. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران.

۳. استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران.

(دریافت: ۹۵/۶/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۵/۱۱/۵)

چکیده

در مقاله حاضر، تغییرات مکانی ارتفاع لایه آمیخته جو شهر تهران در دو مطالعه موردی در فصل تابستان و زمستان با استفاده از مدل پیش‌بینی عددی WRF بررسی شده است. تغییرات محلی نیمرخ قائم دمای پتانسیلی و نسبت آمیختگی بخار آب در پنج نقطه مختلف از حوزه چهارم مدل که شامل نقاط شهری و ارتفاعات شمالی تهران هستند و همچنین تأثیر عوامل سطحی نظیر ارتفاع زمین، دما و رطوبت نسبی دومتري و شار گرمایی سطحی بر ارتفاع لایه مرزی مطالعه شده است.

نتایج بیان‌گر وجود وابستگی درخور توجه میان ویژگی‌های سطحی و ارتفاع لایه مرزی هستند. شبیه‌سازی نیمرخ قائم دمای پتانسیلی و نسبت آمیختگی، بیشینه ارتفاع لایه مرزی را در بخش‌های مرکزی منطقه شهری تهران نشان می‌دهد؛ یکی از دلایل احتمالی آن بیشتربودن اثر جزیره گرمایی در بخش‌های مرکزی تهران می‌تواند باشد. از سوی دیگر، در ارتفاعات شمالی شهر به دلیل جریان‌های ناشی از ناهمواری‌های سطحی و همچنین فرارفت دمای پتانسیلی تغییرات زیادی برای این کمیت در تابستان مشاهده می‌شود. به طوری که اختلاف بین کمینه و بیشینه ارتفاع لایه مرزی برای تابستان در حدود ۱۷۰۰ متر و برای زمستان در حدود ۱۰۰۰ متر است. بیشینه مقدار ارتفاع لایه مرزی تابستان در حدود ۲۴۰۰ متر و در بخش‌های مرکزی تهران و برای زمستان در حدود ۱۲۰۰ متر و در بخش‌های غربی و مرکزی تهران است. بر اساس نتایج، ارتفاع سطح زمین، دما و رطوبت نسبی دومتري در هر دو فصل، فرارفت دمای پتانسیلی در فصل تابستان و شار گرمایی سطحی در فصل زمستان، نقش مؤثری در تغییرات مکانی ارتفاع لایه مرزی دارند.

واژه‌های کلیدی: تهران، لایه آمیخته، منطقه شهری، WRF.

۱. مقدمه

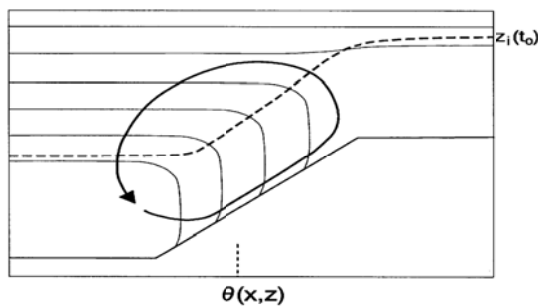
لایه مرزی جو بخشی از وردسپهر است که به طور مستقیم تحت تأثیر واداشت‌های سطح زمین قرار می‌گیرد و به این واداشت‌ها با مقیاس زمانی در حدود یک ساعت پاسخ می‌دهد (اشتول، ۱۹۸۸). در شرایطی با گرمایش سطحی، ناپایداری گرمایی تولید می‌شود و در نتیجه لایه مرزی همرفتی به وجود می‌آید (گرت، ۱۹۹۲). از طرف دیگر چینش قائم باد هم باعث ایجاد تلاطم و در نتیجه آمیختگی قائم می‌شود. تلاطم قوی در لایه مرزی در بخش پایینی وردسپهر، سبب عکس‌العمل سریع لایه مرزی به تأثیرات سطحی مثل گرمایش و سرمایش سطح می‌شود؛ در حالی که باقی‌مانده وردسپهر یعنی جو آزاد، این تأثیرات سطحی را به طور محدود تجربه می‌کند. در طول شب تبدالی بین لایه باقی‌مانده (Residual Layer) و جو آزاد وجود ندارد که به این پدیده وارونگی کلاهیکی

گفته می‌شود، اما در طول روز به دلیل وجود پیچک‌های تلاطمی و ترمال‌ها، بخشی از هوای لایه مرزی جو موقتاً به فواصل کوچکی از لایه درون‌آمیزی (Entrainment Zone) و جو آزاد پرتاب (overshoot) می‌شوند. گرادیان فشاری که به این طریق ایجاد می‌شود، باعث می‌شود که بخشی از هوای جو آزاد به سمت پایین حرکت کند و جایگزین هوای از دست‌رفته در لایه آمیخته شود (اشتول، ۲۰۰۰).

رشد لایه مرزی بر روی سطوح ناهمگن از عوامل زیادی تأثیر می‌گیرد که در مقایسه با نواحی همگن بسیار پیچیده است (وایتمن، ۱۹۸۲؛ دی ویکر و کاسمن، ۲۰۱۵). باد شیب (slope wind) یکی از جریان‌های مربوط به زمین‌های ناهموار است که توسط گرادیان فشار محلی ناشی از اختلاف دما ایجاد می‌شود. این اختلاف دما بین

بر روی دامنه‌های کوه صورت می‌گیرد، باعث صعود هوا می‌شود و در نتیجه هوا از دشت به کوه جریان پیدا می‌کند تا جایگزین هوای صعود کرده شود. به عبارت دیگر واداشت‌های ناشی از جریان فراشیب، دماهای پتانسیلی کمتر در پایین سرایشی کوه را جایگزین دماهای پتانسیلی بیشتر در بالای سرایشی می‌کنند و به این ترتیب فرارفت سرد دمای پتانسیلی از پایین سرایشی تا بالای آن رخ می‌دهد. در ادامه این فرایند، لایه هوا با دمای پتانسیلی کمتر ناشی از فرارفت سرد دمای پتانسیلی در نزدیک سطح دامنه کوه و لایه هوا با دمای پتانسیلی بیشتر ناشی از جریان‌های فراشیب در روی سطح دامنه کوه ایجاد می‌شود. بنابراین سرعت گرمایش نزدیک زمین کاهش می‌یابد و وارونگی دمایی روی جریان باد ایجاد می‌شود. تمامی این موارد باعث کاهش ارتفاع لایه مرزی در این مناطق می‌شود.

هدف از پژوهش حاضر، بررسی توزیع مکانی عمق لایه آمیخته جو شهری در منطقه تهران برای دو مطالعه موردی در فصل زمستان و تابستان با استفاده از شبیه‌سازی عددی است. پس از انتخاب طرحواره لایه مرزی مناسب، نتایج حاصل از مدل در دو فصل برای بررسی تغییرات ارتفاع لایه مرزی در نقاط مختلف شهر تهران مطالعه شده است. همچنین کمیت‌های مؤثر بر ارتفاع لایه مرزی بررسی شده است. در پایان نیز الگویی برای تغییرات مکانی ارتفاع لایه مرزی شهر تهران در دو مورد تابستان و زمستان ارائه شده است.



شکل ۱. تأثیر سیستم‌های باد فراشیب بر ارتفاع لایه مرزی همرفتی در مناطق مرتفع؛ خط نقطه‌چین ارتفاع لایه مرزی و خطوط پیوسته، هم‌مدارهای دمای پتانسیل هستند (کاسمن و همکاران، ۱۹۹۸).

هوای نزدیک سرایشی و هوای دره در همان ارتفاع از سطح دریا به وجود می‌آید (اشرودر و باک، ۱۹۷۰). وقتی یک سقف غیرافقی لایه مرزی همرفتی وجود دارد، لایه‌بندی پایدار جو در بالای لایه مرزی همرفتی می‌تواند گرادیان دمای پتانسیلی را در سرایشی کوه ایجاد کند. بر اساس شکل ۱ به طور کلی بادهای فراشیب، با فرارفت سرد دمای پتانسیلی (رابطه ۱) از پایین سرایشی به بالای آن همراه می‌شوند (پرنتل، ۱۹۴۲).

Potential Temperature Advection =

$$-v_s \frac{\Delta\theta}{\Delta s} (10^{-3} Ks^{-1}) \quad (1)$$

در این رابطه $\Delta\theta$ و Δs اختلاف دمای پتانسیلی و فاصله مکانی بین دو نقطه روی سرایشی کوه و همچنین v_s سرعت افقی نقطه کم‌ارتفاع‌تر در راستای فاصله مکانی Δs است.

مطالعاتی در زمینه بررسی تغییرات ارتفاع لایه مرزی به‌ویژه در مناطقی با توپوگرافی پیچیده، از گذشته تاکنون صورت گرفته است. برای نمونه بادر و همکاران (۱۹۸۷) سیر تکاملی لایه مرزی همرفتی را در بخش شمال غربی کلرادو بررسی کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که در منطقه مورد پژوهش، لایه مرزی همرفتی زمان کوتاهی پس از طلوع آفتاب در زیر لایه پایدار شبانه ایجاد می‌شود و پس از رشد قائم و آمیختگی، لایه پایدار از بین می‌رود. به دلیل پایداری کمتر هوا روی کوه در مقایسه با دره، این فرایندها روی کوه‌ها سریع‌تر از دره‌ها رخ می‌دهند. کاسمن و همکاران (۱۹۹۸) در سپتامبر ۱۹۹۲ سیر تکامل لایه مرزی همرفتی را از دره راین تا جنگل سیاه شمالی در یک دوره مطالعاتی ویژه (TRACT) بررسی کردند. در بررسی‌های آن‌ها ساختار لایه مرزی به‌طور قوی از ناهمواری‌های سطح زیرین تبعیت می‌کند. همچنین فرایندهای فرارفتی نقش مهمی در ساختار لایه مرزی روی ارتفاعات دارد. فرارفت سرد دمای پتانسیلی ناشی از بادهای فراشیب است (بادهای فراشیب یا جریان‌های دشت به کوه در طول روز رخ می‌دهند؛ در واقع گرمایشی که

۲. داده‌ها و روش کار

در این پژوهش داده‌های متفاوتی از جمله داده‌های شاخص کیفیت هوای (Air Quality Index : AQI) شرکت کنترل کیفیت هوا وابسته به شهرداری تهران برای انتخاب روزهای نسبتاً سالم استفاده شده است. همچنین داده‌های هواشناسی ایستگاه همدیدی مهرآباد تهران شامل دما، دمای نقطه شبنم، سرعت و جهت باد، بارندگی تجمعی ۲۴ ساعته، فشار و دید افقی در ساعت ۱۲ UTC برای انتخاب روزهای نسبتاً آرام فراهم شده است. برای صحت‌سنجی نتایج مدل، داده‌های متار ایستگاه همدیدی مهرآباد تهران شامل دما و رطوبت نسبی در دو متری از سطح زمین در فواصل زمانی یک‌ساعته و همچنین اطلاعات رادیوگمانه ایستگاه مهرآباد شامل دمای پتانسیلی و رطوبت در فواصل زمانی دوازده‌ساعته استفاده شده‌اند. برای تعیین روزهای مورد بررسی ابتدا روزهای دارای شاخص کیفیت هوای سالم برای مطالعه جزئی‌تر انتخاب شدند. در واقع چون رقیق‌بودن آلاینده‌ها و به‌عبارتی سالم‌بودن هوا با ارتفاع لایه مرزی رابطه مستقیم دارد (بر اساس ترازینه تابشی سطح)، از این‌رو انتخاب روزهای سالم در اولویت قرار گرفته است. سپس با استفاده از داده‌های ایستگاه همدیدی مهرآباد تهران از بین دوره‌های چند روزه هوای سالم، روزهای دارای سرعت باد با

بزرگی نسبتاً کم، پوشش ابری محدود (کمتر از $\frac{3}{8}$)، دماهای سطحی نسبتاً زیاد و همچنین روزهای بدون بارندگی در نظر گرفته شده‌اند (جدول ۱ و جدول ۲). در نهایت با در نظر گرفتن این شرایط، روزهای ۲۲ تا ۲۴ آگوست و ۳ تا ۵ دسامبر سال ۲۰۱۴ توسط مدل شبیه‌سازی شده‌اند که در این مقاله یک روز از فصل گرم (۲۴ آگوست ۲۰۱۴) و یک روز از فصل سرد (۴ دسامبر ۲۰۱۴) بررسی می‌شوند.

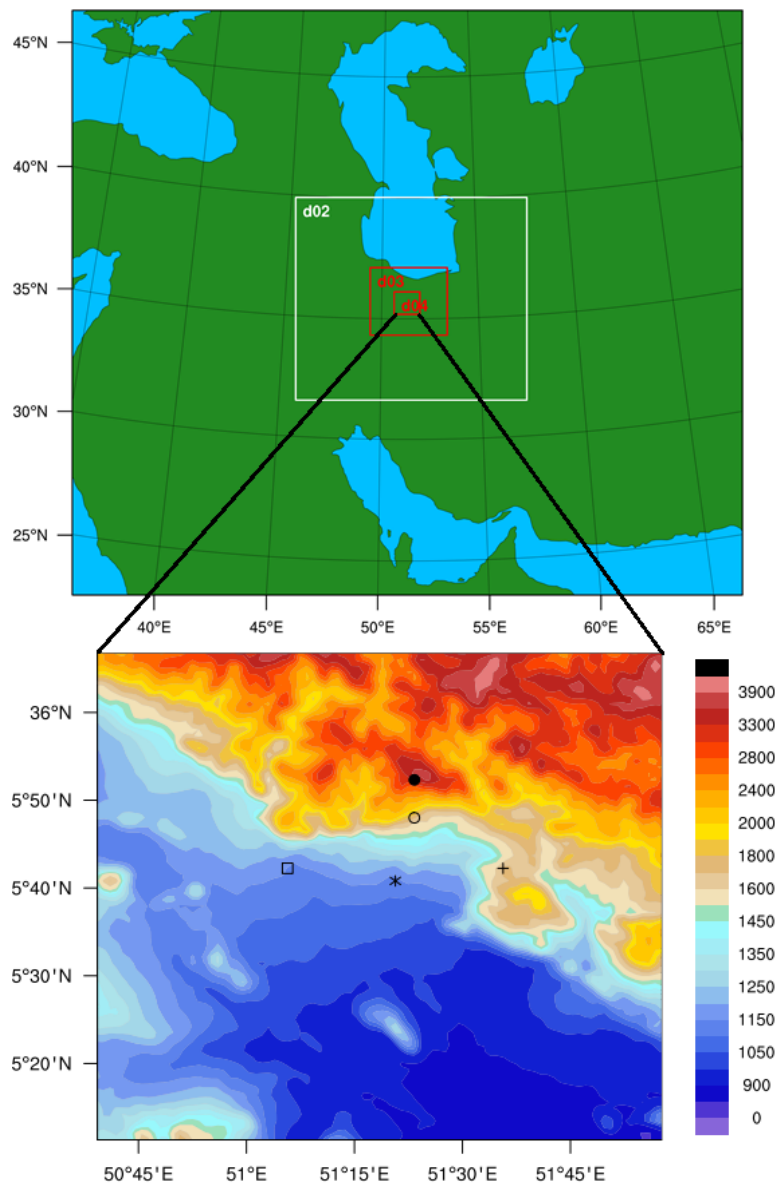
برای بررسی توزیع مکانی عمق لایه آمیخته جو شهری تهران، از نتایج حاصل از اجرای مدل WRF نسخه ۳/۷ استفاده شده است. محدوده اجرای مدل، چهار حوزة تو در تو با تفکیک‌های شبکه افقی ۳۶ km، ۱۲ km، ۴ و ۱/۳۳۳ km را دارد (شکل ۲) و شامل ۴۰ تراز (با فاصله نمونه ۷۰ متر نزدیک سطح تا ۶۲۷ متر در حوالی ۵۰۰hPa) در راستای قائم است. حوزة چهارم مربوط به شهر تهران و با مرکزیت ایستگاه فرودگاه مهرآباد است. شبیه‌سازی‌های ۲۴ ساعت نخست به عنوان خطای معمول در آغاز اجرای مدل در نظر گرفته و حذف شده است. داده‌های تحلیل‌شده جهانی عملیاتی نهایی (FNL) روی شبکه ۱درجه در ۱درجه، در راستای طول و عرض جغرافیایی به‌عنوان شرایط اولیه و هر ۶ ساعت یک‌بار به‌عنوان شرایط مرزی مدل استفاده شده‌اند.

جدول ۱. میانگین شاخص کیفیت هوا روی کل ایستگاه‌های تهران برای روزهای ۲۲ تا ۲۴ آگوست و ۳ تا ۵ دسامبر ۲۰۱۴.

تاریخ	CO	O ₃	NO _x	SO ₂	PM ₁₀	PM _{2.5}	AQI	سالم
۲۰۱۴.۰۸.۲۲	۳۴	۴۸	۵۴	۲۴	۵۲	۷۷	۷۷	✓
۲۰۱۴.۰۸.۲۳	۴۷	۵۱	۶۲	۲۸	۵۳	۷۹	۷۹	✓
۲۰۱۴.۰۸.۲۴	۴۲	۴۰	۵۶	۲۵	۵۸	۸۵	۸۵	✓
۲۰۱۴.۱۲.۰۳	۴۰	۲۴	۵۵	۲۷	۳۴	۶۳	۶۳	✓
۲۰۱۴.۱۲.۰۴	۳۸	۲۲	۵۰	۲۸	۴۵	۷۰	۷۰	✓
۲۰۱۴.۱۲.۰۵	۳۵	۲۲	۴۵	۳۰	۵۶	۸۳	۸۳	✓

جدول ۲. مشخصه‌های هواشناسی ایستگاه مهرآباد در ساعت UTC ۱۲:۰۰، برای روزهای ۲۲ تا ۲۴ آگوست و ۳ تا ۵ دسامبر ۲۰۱۴.

تاریخ	دما (C°)	نقطه شبنم (C°)	فشار (hPa)	سرعت باد (m/s)	جهت باد	دید افقی (km)	بارش ۲۴ ساعته گذشته (mm)
۲۰۱۴.۰۸.۲۲	۳۳	-۳	۸۷۸٫۹	۳	جنوب غربی	۱۰	۰
۲۰۱۴.۰۸.۲۳	۳۲	۰	۸۸۰٫۳	۴	جنوب شرقی	۱۰	۰
۲۰۱۴.۰۸.۲۴	۳۴	۰	۸۸۰٫۶	۴	جنوب شرقی	۱۰	۰
۲۰۱۴.۱۲.۰۳	۱۳	-۱	۸۸۳٫۹	۱۰	غربی	۱۰	۰
۲۰۱۴.۱۲.۰۴	۸	-۴	۸۹۱٫۸	۴	جنوبی	۱۰	۰
۲۰۱۴.۱۲.۰۵	۹	-۶	۸۸۶٫۲	۳	جنوبی	۱۰	۰



شکل ۲. موقعیت مکانی چهار حوزه تو در تو استفاده شده در مدل و ارتفاعات درونی‌ترین ناحیه شبیه‌سازی مدل. موقعیت مکانی پنج نقطه مورد بررسی در بخش نتایج، روی ارتفاعات سطح زمین شامل P1 (□)، P2 (*)، P3 (+)، P4 (○) و P5 (●).

تخمین می‌زند (هو و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین در مطالعه دیگری بررسی کمیت‌های مختلف لایه مرزی شامل نیمرخ قائم دمای پتانسیلی و نسبت آمیختگی، سری زمانی دما و رطوبت نسبی دومتري و همچنین سری زمانی ارتفاع لایه مرزی، نشان داد به طور کلی طرحواره لایه مرزی YSU عملکرد بهتری از طرحواره MYJ در شبیه‌سازی لایه مرزی دارد (کماسی و همکاران، ۱۳۹۵). از این‌رو در ادامه کار برای بررسی توزیع مکانی ارتفاع لایه مرزی شهر تهران، از طرحواره YSU استفاده شده است.

جدول ۳. پیکربندی فیزیکی مدل WRF در شبیه‌سازی روزهای مورد بررسی.

نوع	طرحواره فیزیکی
YSU	لایه مرزی
MM5	لایه سطحی
RRTM	تابش موج بلند
Dudhia	تابش موج کوتاه
Noah	سطح زمین
Lin	خردفیزیک ابر
Kain-Fritsch	همرفت

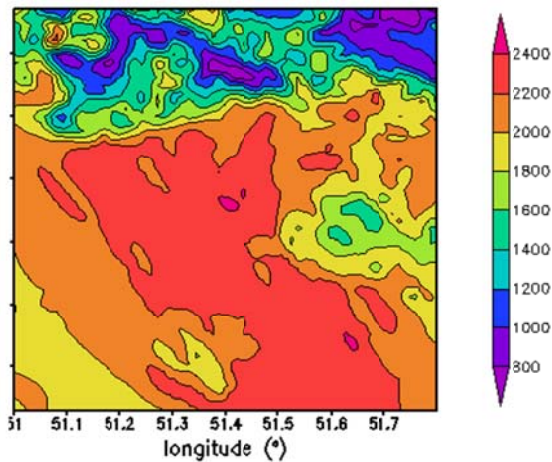
۳. تحلیل نتایج

۳-۱. تعیین توزیع مکانی ارتفاع لایه مرزی

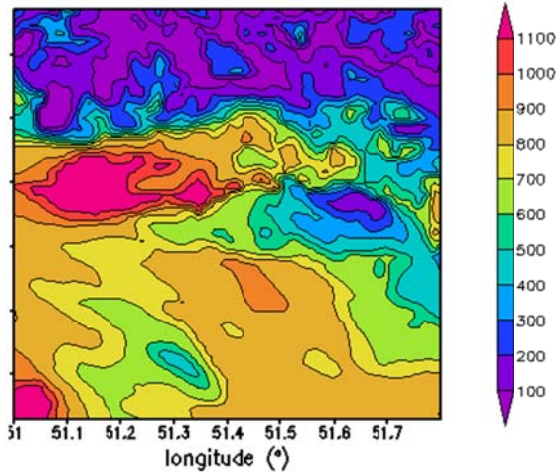
توزیع مکانی ارتفاع لایه مرزی برای درونی‌ترین ناحیه شبیه‌سازی مدل در ساعت UTC ۱۲ روزهای ۲۴ آگوست و ۴ دسامبر ۲۰۱۴ در شکل ۳ نشان داده شده است. شهر تهران به‌طور تقریبی دارای محدوده طول جغرافیایی ۵۱/۰۹ تا ۵۱/۶۳ درجه و عرض جغرافیایی ۳۵/۵۶ تا ۳۵/۸۵ درجه است. شکل ۴-الف و شکل ۴-ب به ترتیب برش قائم ارتفاع لایه مرزی در طول جغرافیایی ایستگاه ژئوفیزیک (۵۱/۳۸۷ درجه) و عرض جغرافیایی ایستگاه مهرآباد (۳۵/۶۹۳ درجه) در روزهای ۲۴ آگوست و ۴ دسامبر ۲۰۱۴ را نشان می‌دهد. در واقع به منظور دید

پیکربندی فیزیکی مدل WRF به کار رفته در مطالعه حاضر در جدول ۳ خلاصه شده است. طرحواره‌های لایه مرزی در تعیین ضرایب انتقال گرما، تکانه و رطوبت برای محاسبه شارهای سطحی با هم تفاوت دارند. معمولاً طرحواره‌هایی که برای تعیین شارهای تلاطمی از بستار تلاطمی مرتبه ۱ استفاده می‌کنند، از نوع طرحواره‌های غیرمحلی (nonlocal) هستند. در مدل WRF طرحواره غیرمحلی از نوع طرحواره‌های غیرمحلی است. طرحواره‌های دسته دوم که از نوع طرحواره‌های محلی (local) هستند، از مرتبه ۱ به بالا می‌باشند. این نوع طرحواره‌ها از معادلات انرژی جنبشی تلاطمی برای محاسبه شارهای تلاطمی استفاده می‌کنند. طرحواره MYJ از نوع طرحواره محلی و مرتبه ۱/۵ است (هو و همکاران، ۲۰۱۰). طرحواره لایه مرزی YSU با طرحواره لایه سطحی MM5 (ژانگ و آنتیس، ۱۹۸۲) و طرحواره لایه مرزی MYJ با طرحواره لایه سطحی Eta می‌توانند جفت شوند (جانجیک، ۱۹۹۶). از گذشته تاکنون مطالعات مختلفی در زمینه بررسی عملکرد طرحواره‌های لایه مرزی مدل WRF صورت گرفته است. برای مثال هو و همکاران (۲۰۱۰) سه ماه از تابستان را با سه طرحواره مختلف لایه مرزی (MYJ، ACM2، YSU) در مدل WRF، شبیه‌سازی و با مشاهدات سطحی و لایه مرزی در منطقه آمریکا مقایسه کردند. نتایج نشان داد که طرحواره لایه مرزی MYJ به دلیل آمیختگی قائم ضعیف‌تر، فرایندهای درون‌آمیزی ضعیف‌تری را در سقف لایه مرزی دارد. آن‌ها آمیختگی قائم ضعیف شبیه‌سازی شده توسط طرحواره MYJ را به در نظر نگرفتن پرشارها یا پیچک‌های بزرگ در این طرحواره محلی لایه مرزی نسبت دادند. در واقع طرحواره لایه مرزی YSU با استفاده از عدد ریچاردسون حجمی ارتفاع لایه مرزی را تخمین می‌زند، اما طرحواره MYJ ناحیه‌ای را که انرژی جنبشی تلاطمی آن به مقدار کمی کاهش می‌یابد، به عنوان سقف لایه مرزی در نظر می‌گیرد. از این‌رو طرحواره لایه مرزی MYJ بر اساس تغییرات پیوسته انرژی جنبشی تلاطمی، ارتفاع لایه مرزی متغیرتری را

نواحی مرکزی شهر باعث افزایش ارتفاع لایه مرزی در این مناطق می‌شود. به این ترتیب تفاوت زیادی بین کمینه و بیشینه ارتفاع لایه مرزی در این مورد ایجاد می‌گردد. همچنین چون همه نواحی از جمله محدوده شهری و نواحی مرتفع‌تر در مورد زمستان دارای پایداری هستند، تفاوت بین کمینه و بیشینه ارتفاع لایه مرزی قابل توجه نیست.



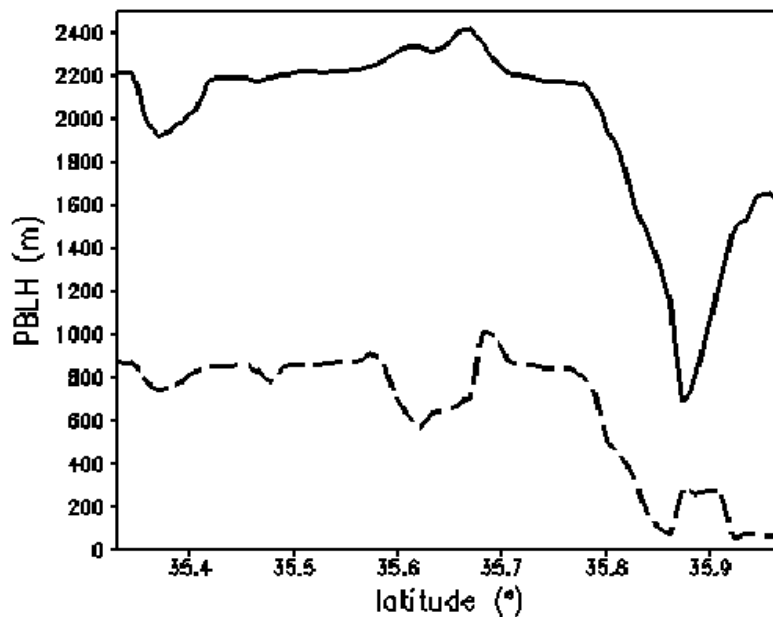
(الف)



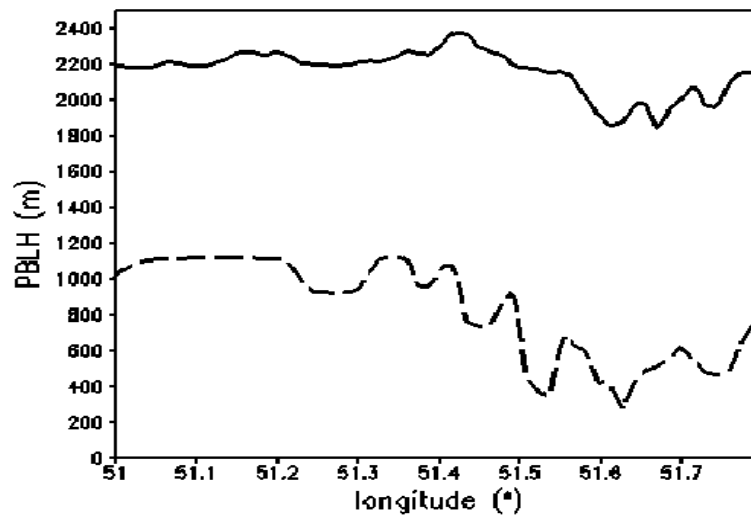
(ب)

شکل ۳. توزیع مکانی درونی‌ترین ناحیه شبیه‌سازی مدل برای کمیت ارتفاع لایه مرزی (بر حسب متر) در ساعت UTC ۱۲ روزهای الف: ۲۴ آگوست و ب: ۴ دسامبر ۲۰۱۴.

غربی-شرقی و همچنین دید جنوبی-شمالی برای شهر تهران و ارتفاعات آن، دو برش در این دو راستا در نظر گرفته شده است. از طرف دیگر چون شهر تهران به طور تقریبی دارای محدوده طول جغرافیایی $51/09$ تا $51/63$ درجه و عرض جغرافیایی $35/56$ تا $35/85$ درجه است، طول و عرض جغرافیایی میانه مقادیری در حدود $51/36$ و $35/70$ درجه می‌شود. به این ترتیب نقاط ایستگاهی ژئوفیزیک (با طول جغرافیایی $51/387$ درجه) و مهرآباد (با عرض جغرافیایی $35/693$ درجه) انتخاب شده‌اند تا هم دو نقطه در بخش میانی فاصله غربی-شرقی و جنوبی-شمالی تهران باشند و هم در صورت نیاز به اطلاعات ایستگاهی، بتوان از داده‌های این دو ایستگاه استفاده کرد. بر اساس شکل‌ها به طور کلی مقادیر بیشینه ارتفاع لایه مرزی در بخش‌های مرکزی تهران برای مورد تابستان به حدود 2400 متر می‌رسد؛ این کمیت با حرکت از سمت جنوب به شمال در مقایسه با حرکت از غرب به شرق، تغییرات بیشتری دارد. همچنین در بخش‌های شمالی حوزه چهارم در مورد تابستان کاهش شدید و سپس افزایش شدید رخ می‌دهد. با این حال بیشینه مقدار ارتفاع لایه مرزی در زمستان در حدود 1200 متر و مربوط به بخش‌های غربی و مرکزی تهران است. به‌طور کلی در این مورد تغییرات منظمی در ارتفاع لایه مرزی با حرکت از غرب به شرق و از جنوب به شمال مشاهده نمی‌شود. از سوی دیگر تفاوت بین کمینه و بیشینه ارتفاع لایه مرزی در مورد تابستان به حدود 1700 متر می‌رسد؛ در حالی که این تفاوت در مورد زمستان در حدود 1000 متر است. به نظر می‌رسد یکی از دلایل آن به فرایندهایی همچون فرارفت دمای پتانسیلی در مورد تابستان مربوط باشد. در واقع فرارفت دمای پتانسیلی در ارتفاعات باعث کاهش ناپایداری سطحی و در نتیجه کاهش ارتفاع لایه مرزی می‌شود؛ از طرف دیگر وجود پدیده جزیره گرمایی و همچنین بالا بودن کمیت‌هایی چون دمای سطحی در



(الف)



(ب)

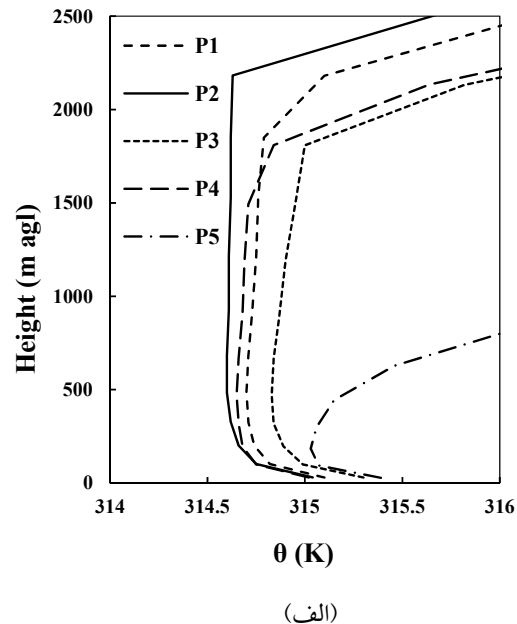
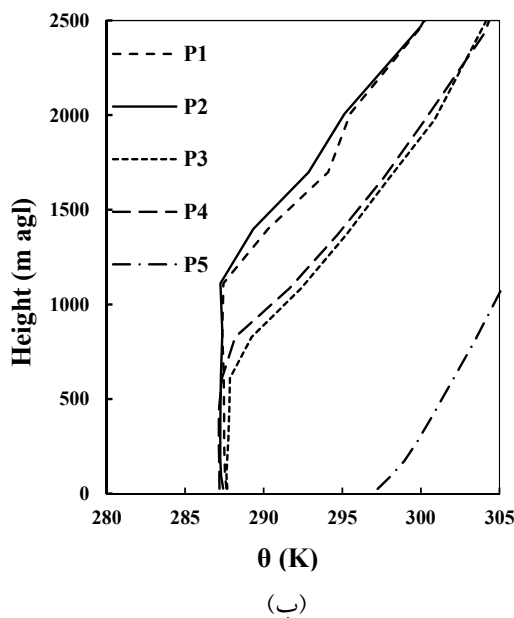
شکل ۴. برش قائم برای کمیت ارتفاع لایه مرزی در الف: طول جغرافیایی ۵۱/۳۸۷ درجه و ب: عرض جغرافیایی ۳۵/۶۹۳، در ساعت ۱۲ UTC روزهای ۲۴ آگوست (خط پیوسته) و ۴ دسامبر (خط چین) سال ۲۰۱۴.

دید جزئی تر روی ارتفاع لایه مرزی بخش های مختلف شهر تهران و همچنین ارتفاعات شمالی، نقاط P1، P2، P3، P4 و P5 به ترتیب به عنوان نماینده بخش های غربی، مرکزی، شرقی و ارتفاعات شمالی در نظر گرفته شدند. شکل ۵ نیمرخ قائم دمای پتانسیلی را برای پنج نقطه مورد نظر در روزهای مورد بررسی نشان می دهد. بر اساس

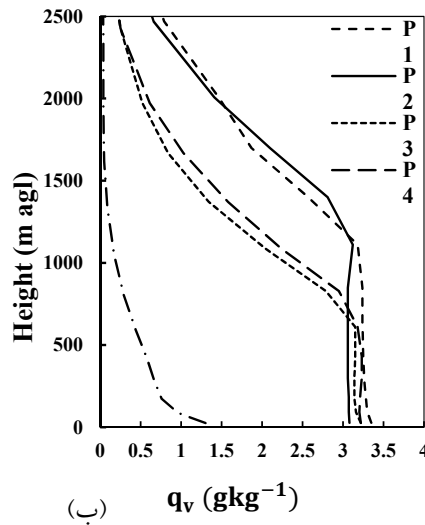
برای بررسی چگونگی تغییرات عمق لایه آمیخته، نیمرخ های دمای پتانسیلی و نسبت آمیختگی بخار آب برای پنج نقطه از درونی ترین ناحیه شبیه سازی مدل (که در شکل ۲ معرفی شده اند) در روزهای مورد بررسی رسم شده اند. سه نقطه مربوط به ناحیه شهری است و دو نقطه در ارتفاعات شمالی تهران در نظر گرفته شده است. برای

قائم دمای پتانسیلی شکل ۵ (قسمت ب)). بنابراین نقاط مربوط به بخش‌های مرکزی و غربی شهر تهران در مقایسه با سایر نقاط، ارتفاع لایه مرزی بیشتری را نشان می‌دهند. نیمرخ‌های قائم نسبت آمیختگی بخار آب در پنج نقطه مورد بررسی برای روزهای الف: ۲۴ آگوست و ب: ۴ دسامبر ۲۰۱۴ در شکل ۶ نشان داده شده است. نیمرخ‌های قائم نسبت آمیختگی نقاط مربوط به ارتفاعات در مقایسه با نقاط داخل شهر، مقادیر کمتری را برای ارتفاع لایه مرزی نشان می‌دهند. در مورد تابستانی، برای نقاط داخل شهر، مقادیر نسبتاً یکسانی با نیمرخ قائم دمای پتانسیلی به دست آمده است. در حالی که نیمرخ قائم نسبت آمیختگی بخار آب برای نقاط P4 و P5 مقادیری در حدود ۲۱۳۴ و ۱۱۱۸ متر را نشان می‌دهد که در مقایسه با نیمرخ قائم دمای پتانسیلی مقادیر بیشتری دارند. در مورد زمستانی، نقاط P1 و P2 مقادیری در حدود ۱۱۱۱ متر و نقاط P3 و P4 مقادیری در حدود ۸۲۸ متر را برای ارتفاع لایه مرزی نشان می‌دهند. در نقطه P5 نیمرخ قائم نسبت آمیختگی بخار آب نیز همانند نیمرخ قائم دمای پتانسیلی، ارتفاع لایه مرزی بسیار کمی را نشان می‌دهد.

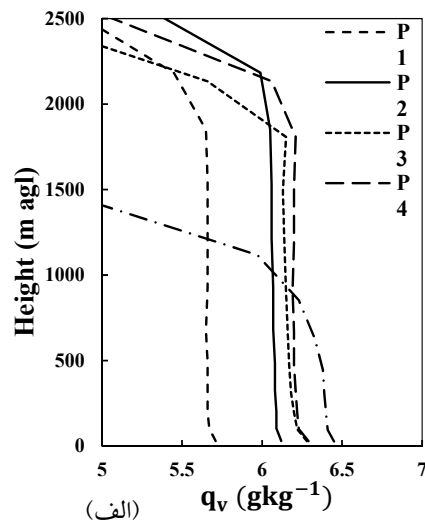
شکل ۵-الف ارتفاع لایه مرزی حاصل از نیمرخ قائم دمای پتانسیلی برای سه نقطه شهری P1، P2 و P3 به ترتیب مقادیری در حدود ۲۱۸۱، ۲۱۸۳ و ۱۸۰۸ متر دارد. در بین همه نقاط، P2 ارتفاع لایه مرزی بیشتری دارد. در این نقطه مقادیر دمای پتانسیل در لایه آمیخته بیشترین یکنواختی را نشان می‌دهد؛ چراکه در نواحی مرکزی شهر به دلیل دوری از ارتفاعات شمالی و شرقی و وجود گرمایش شهری، آمیختگی ناشی از تلاطم در لایه مرزی بیشتر است. همچنین نقاط P4 و P5 به‌طور کلی ارتفاع لایه مرزی کمتری در مقایسه با نقاط داخل شهری دارند. با این حال، بین این دو نقطه هم تفاوت زیادی از نظر بزرگی θ و ارتفاع لایه مرزی حاصل از نیمرخ قائم θ وجود دارد، به طوری که ارتفاع لایه مرزی نقطه P4 در حدود ۱۸۰۹ متر و ارتفاع لایه مرزی نقطه P5 در حدود ۶۲۸ متر است. بر اساس شکل ۵-ب ارتفاع لایه مرزی نقاط P1 و P2 از سایر نقاط بیشتر و در حدود ۱۱۱۱ متر است. ارتفاع لایه مرزی نقاط P3 و P4 نیز در حدود ۸۲۸ متر است. اما نقطه P5 به دلیل پایداری هوا در این فصل ارتفاع لایه مرزی بسیار ناچیزی دارد (با توجه به نیمرخ



شکل ۵. نیمرخ قائم دمای پتانسیلی برای ۵ نقطه مورد بررسی در ساعت UTC ۱۲ برای روزهای الف: ۲۴ آگوست و ب: ۴ دسامبر ۲۰۱۴.



(ب)



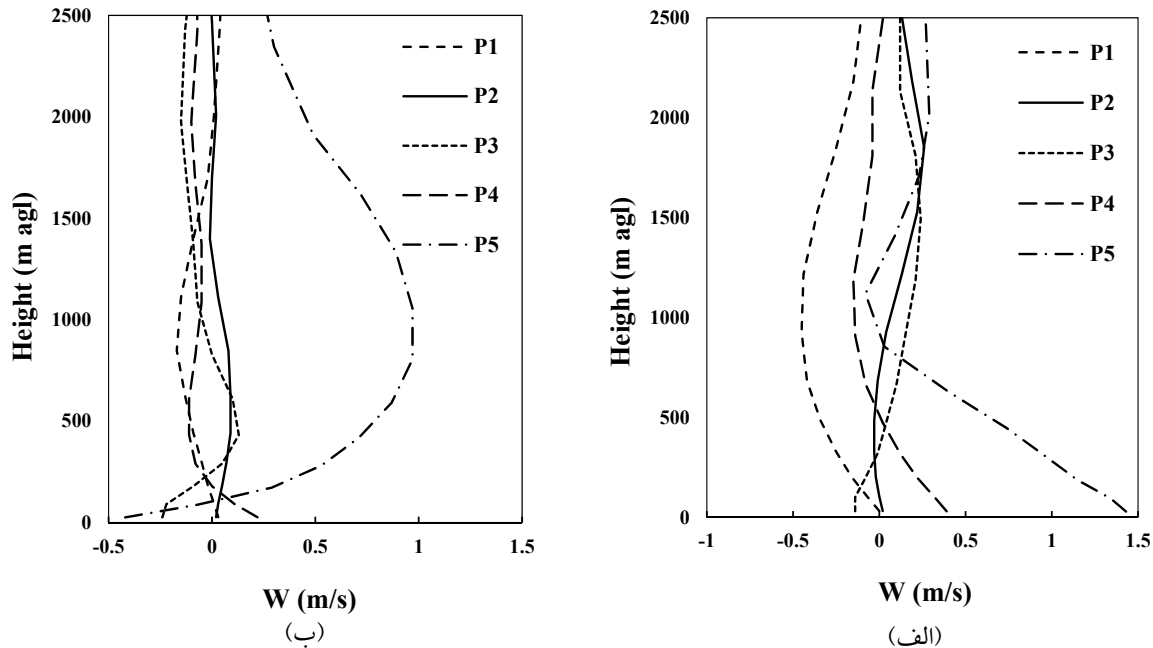
(الف)

شکل ۶. همانند شکل ۵، برای کمیت نسبت آمیختگی بخار آب.

نقطه از همه نقاط بیشتر و در حدود ۱/۵ متر بر ثانیه به دست آمده است. در واقع عمق لایه مرزی به دست آمده از نیمرخ قائم نسبت آمیختگی در تمام نقاط به جز نقطه‌های P4 و P5، مقادیر یکسانی را با اعداد به دست آمده از نیمرخ قائم دمای پتانسیلی نشان می‌دهد. از طرفی این نقاط در نواحی مرتفع قرار گرفته‌اند و سرعت قائم در آن‌ها مقادیر بزرگ‌تری از سایر نقاط دارد. بنابراین به نظر می‌رسد بیشتر بودن سرعت قائم در سطح، سبب انتقال بیشتر رطوبت به سطوح بالاتر از سطح زمین می‌گردد. به این ترتیب عمق لایه مرزی حاصل از نیمرخ قائم نسبت آمیختگی در مقایسه با مقدار به دست آمده از نیمرخ قائم دمای پتانسیلی، مقدار بیشتری دارد. در واقع رطوبت در این نقطه تا بخش‌های بالایی منطقه درون‌آمیزی هم نفوذ کرده و باعث تخمین بیشتر عمق لایه آمیخته در مقایسه با مقدار واقعی شده است. با این حال برای سایر نقاط، به دلیل کم بودن رطوبت در دسترس و همین‌طور سرعت قائم، شارهای تلاطمی موجود در لایه آمیخته نمی‌توانند رطوبت را به بالاتر از منطقه درون‌آمیزی انتقال دهند. در نتیجه در این شرایط نیمرخ قائم نسبت آمیختگی مقادیر مشابه با نیمرخ قائم دمای پتانسیلی را برای سنجش ارتفاع لایه مرزی به دست می‌دهد.

در شکل ۷ برای مشاهده چگونگی ارتباط بین نیمرخ‌های قائم سرعت قائم و نسبت آمیختگی بخار آب، نیمرخ‌های قائم این کمیت در پنج نقطه مورد بررسی، نشان داده شده است. بر اساس شکل ۷-الف مقدار سرعت قائم در سطح برای تمامی نقاط شهری تقریباً صفر است. با این حال در نقطه P4 مقدار W سطحی در حدود ۰/۵ متر بر ثانیه و در نقطه P5 در حدود ۱/۵ متر بر ثانیه و در جهت بالاسو هستند. بر اساس شکل ۷-ب در مورد زمستان مقادیر تقریباً ناچیزی برای سرعت‌های قائم مشاهده می‌شود.

ارتفاع لایه مرزی حاصل از نتایج مدل برای پنج نقطه مورد بررسی، تا حد خیلی زیادی به مقادیر به دست آمده از نیمرخ قائم دمای پتانسیل نزدیک است (شکل نشان داده نشده است). با وجود این، با توجه به نیمرخ قائم دمای پتانسیلی، نسبت آمیختگی و سرعت قائم (شکل‌های ۵ تا ۷)، به نظر می‌رسد زمانی که رطوبت در دسترس و مقدار سرعت قائم در سطح نسبتاً زیاد باشند، نیمرخ قائم نسبت آمیختگی مقدار متفاوتی را در مقایسه با نیمرخ قائم دمای پتانسیل نشان می‌دهد. برای نمونه با توجه به شکل ۵ ارتفاع لایه مرزی برای نقطه P6 در حدود ۶۲۸ متر است. با این حال مقداری که بر اساس شکل ۶ برای ارتفاع لایه مرزی این نقطه به دست آمد، در حدود ۱۱۱۸ متر است. همچنین با توجه به شکل ۷ سرعت قائم در سطح برای این



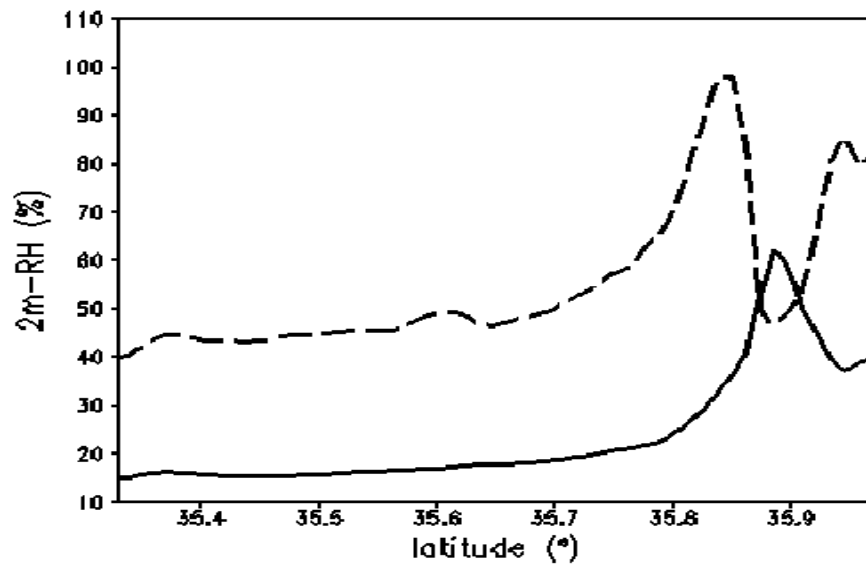
شکل ۷. همانند شکل ۵، برای کمیت سرعت قائم.

سطح، نتایج نشان می‌دهد دمای دو متری و ارتفاع لایه مرزی در دو فصل زمستان و تابستان با هم در ارتباط مستقیم هستند. به طوری که با حرکت از غرب به شرق و از جنوب به شمال، کاهش دما و همچنین کاهش ارتفاع لایه مرزی رخ می‌دهد (شکل نشان داده نشده است). مقادیر بیشینه دما و ارتفاع لایه مرزی در هر دو مورد در محدوده شهری است و البته تغییرات این کمیت در این محدوده کم است. یکی از مهم‌ترین دلایل این مسأله می‌تواند اثر جزیره گرمایی شهری باشد. در واقع وجود جاده‌ها و ساختمان‌ها در شهر باعث جذب بیشتر گرمای خورشیدی می‌شود و در نتیجه دمای بیشتری را در مرکز شهر در مقایسه با حومه شهر متمرکز می‌کند. همچنین به دلیل همین پدیده تلاطم‌های شدیدتر و به دنبال آن ترمال‌های قوی‌تری در مرکز شهر شکل می‌گیرد که باعث بیشینه شدن ارتفاع لایه مرزی در این بخش می‌شود.

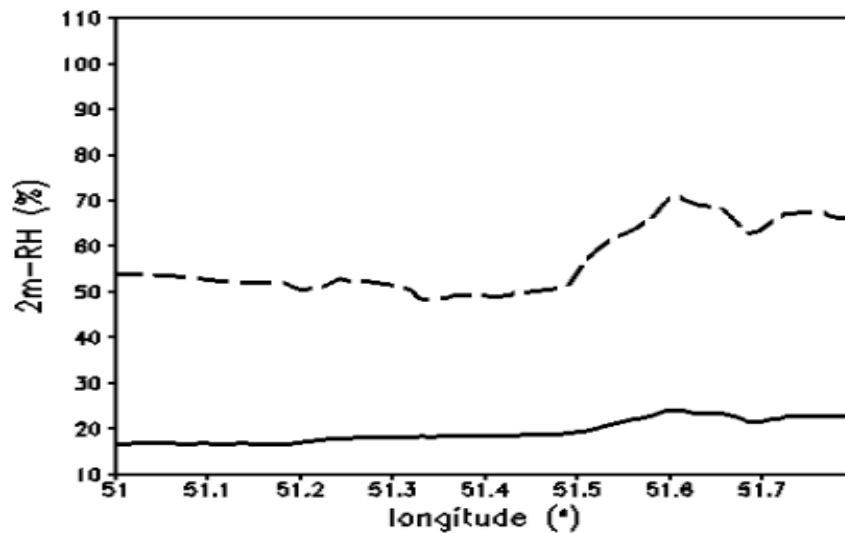
۲-۳. بررسی نقش عوامل مؤثر بر تغییرات مکانی ارتفاع لایه مرزی

همان‌طور که در شکل مربوط به توپوگرافی حوزه چهارم مدل نشان داده شد (شکل ۲) در بخش‌های شمالی و شرقی، ناهمواری‌های مرتفع و در قسمتی از بخش‌های جنوبی، ناهمواری‌های کم‌ارتفاعی مشاهده می‌شود. در بیشتر نواحی برای هر دو مورد، ناهمواری‌های سطح زمین با ارتفاع لایه مرزی رابطه مخالف دارند. با وجود این در مورد تابستان، در محدوده طول و عرض جغرافیایی ۳۵/۸ و ۵۱/۳۸۹ تا ۳۵/۹۷ و ۵۱/۳۸۹ درجه کاهش اتفاق افتاده و افزایش چشمگیری در ارتفاع لایه مرزی رخ داده است. با این حال چنین شرایطی برای زمستان وجود ندارد که از دلایل احتمالی آن، وجود برف و بالا بودن سپیدایی (Albedo) و در نتیجه پایداری زیاد هوا در این فصل است.

به دلیل وابستگی دمای دو متری به شار گرمای محسوس



(الف)

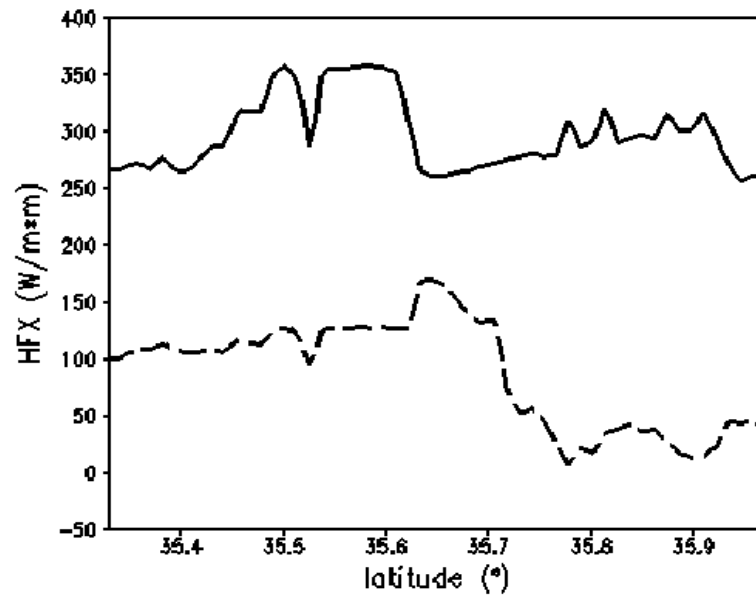


(ب)

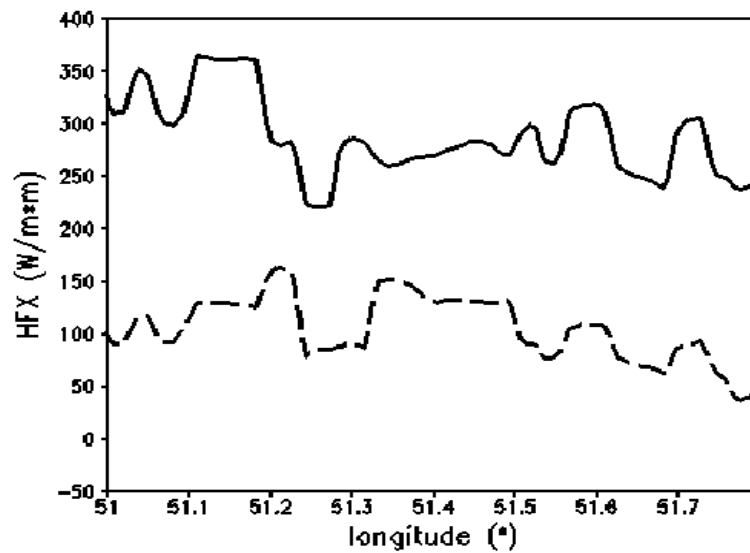
شکل ۸ الف: برش قائم در طول جغرافیایی ۵۱/۳۸۷ درجه، ب: برش قائم در عرض جغرافیایی ۳۵/۶۹۳، برای کمیت رطوبت نسبی دومتری در ساعت ۱۲ UTC روزهای ۲۴ آگوست (خط پیوسته) و ۴ دسامبر (خط چین) سال ۲۰۱۴.

لایه مرزی توسط ژانگ و همکاران (۲۰۱۳) با بررسی ایستگاه‌های مختلف هواشناسی در اروپا به دست آمده است. رطوبت نسبی با دما و در نتیجه با ارتفاع لایه مرزی رابطه عکس دارد. این رابطه برای زمستان در محدوده شهری و بخش‌هایی که ناهمواری سطحی دارند، همچنان برقرار است.

در شکل ۸ برش قائم رطوبت نسبی در ساعت ۱۲ UTC برای روزهای ۲۴ آگوست و ۴ دسامبر نشان داده شده است. با مقایسه شکل ارتفاع لایه مرزی و رطوبت نسبی در طول و عرض جغرافیایی خاص در هر دو مورد، رابطه عکس بین این دو کمیت مشاهده می‌شود. نتایج مشابهی میان رطوبت نسبی و ارتفاع



(الف)



(ب)

شکل ۹. همانند شکل ۸، برای کمیت شار گرمایی در ساعت ۱۰ UTC.

همچنین به دلیل وزش بادهای ناشی از ناهمواری‌های زمین، یک انتقال مکانی در ارتفاع لایه مرزی وجود دارد. شار سطحی به طور کلی در مورد تابستان مقادیر بیشتری از مورد زمستان دارد. در مورد زمستان وابستگی شار گرمایی و ارتفاع لایه مرزی بیش تر است، به طوری که با در نظر گرفتن انتقال مکانی ارتفاع لایه مرزی نسبت به شار

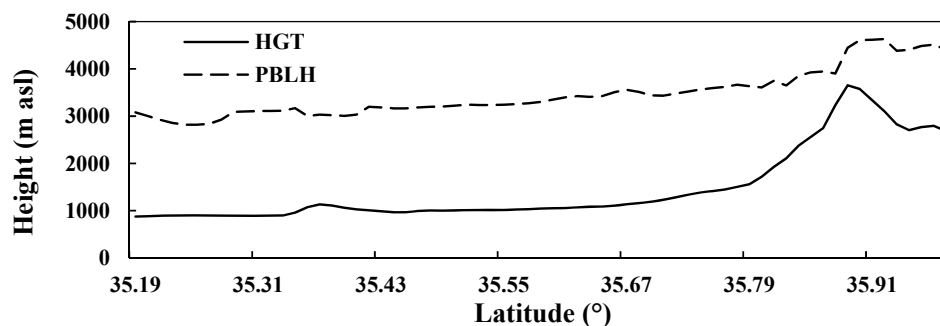
توزیع مکانی شار گرمایی سطحی روزهای ۲۴ آگوست و ۴ دسامبر در شکل ۹ نشان داده شده است. به طور کلی، مدت زمانی برای تأثیر شارهای سطحی بر ارتفاع لایه مرزی لازم است (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۸)؛ بنابراین برای مقایسه تأثیر شار بر ارتفاع لایه مرزی، شار گرمایی مورد بررسی مربوط به دو ساعت زودتر است.

همکاران، ۱۹۹۸). از این رو در شکل ۱۱-ب سری زمانی فرارفت دمای پتانسیلی بین دو نقطه P4 و P5 بر اساس متغیرهای معرفی شده در رابطه ۱ نشان داده شده است. هدف از انتخاب این دو نقطه، بررسی اثر فرارفت در بخش پایینی تا بخش بالایی سراسیبه کوه است. بر اساس شکل در بازه زمانی UTC ۴ تا UTC ۶ روز ۲۴ آگوست، فرارفت دمای پتانسیلی از مقدار تقریبی ۰/۵۸ به حدود ۰/۲۶- (با واحد $10^{-3} Ks^{-1}$) رسیده است؛ بنابراین یکی از دلایل تفاوت زیاد ارتفاع لایه مرزی در نقطه P4 در مقایسه با P5 می‌تواند ناشی از اثر فرارفت سرد دمای پتانسیلی باشد. مطابق شکل در صبح و ظهر، مؤلفه نصف‌النهاری سرعت به دلیل وجود بادهای فراشیب، مقداری مثبت و در عصر و شب، به دلیل وجود بادهای فروشیب، مقداری منفی دارد. بر اساس شکل ۱ لایه بندی پایدار جو در بالای سقف غیرافقی لایه مرزی مشخص است که باعث ایجاد یک گرادیان دمای پتانسیلی در سراسیبه کوه می‌شود. در واقع در روز هنگام، جریان‌های فراشیب با فرارفت سرد دمای پتانسیلی از پایین سراسیبه به بالای آن همراه می‌شوند. این مسأله در مورد تابستان باعث کاهش ناپایداری سطحی و در نتیجه کاهش ارتفاع لایه مرزی در برخی از مناطق مرتفع (نقطه P5) می‌شود. با این حال به نظر می‌رسد برای زمستان، به دلیل پایداری شدید در ارتفاعات اثر این کمیت ناچیز است.

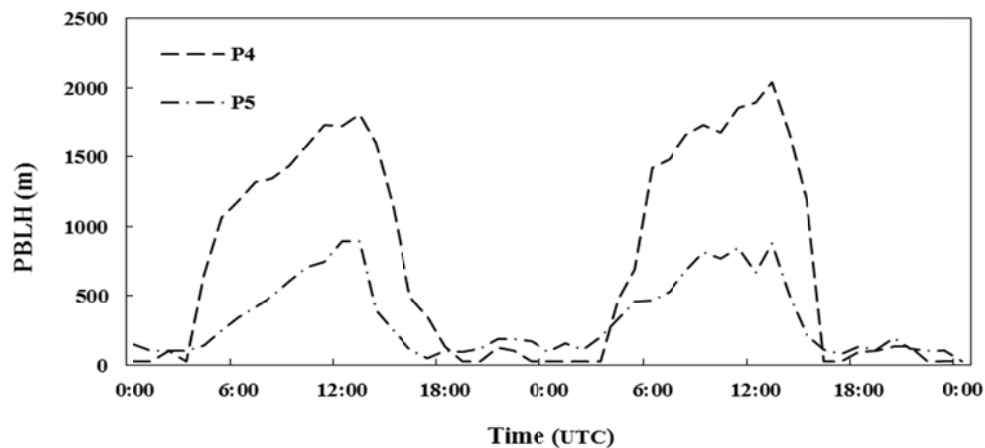
گرمایی، در بیشتر نقاط با افزایش شار گرمایی، ارتفاع لایه مرزی افزایش یافته است. در مورد تابستان شار گرمایی بسیار بالاست و به دنبال آن آمیختگی و تلاطم ناشی از آن هم شدید است. این مسأله باعث می‌شود که ارتفاع لایه مرزی تغییرات روز به روز زیادی نداشته باشد. با این حال در مورد زمستان به دلیل ضعیف بودن تلاطم و آمیختگی ناشی از آن، شار گرمایی تغییرات روز به روز قابل ملاحظه تری دارد و بنابراین، این کمیت تأثیرات محسوس تری روی ارتفاع نسبی لایه مرزی می‌گذارد.

برای بررسی تغییرات شدید ارتفاع لایه مرزی در ارتفاعات شمال تهران، در شکل ۱۰ برش قائم ناهمواری‌های سطح زمین و ارتفاع لایه مرزی در طول جغرافیایی ایستگاه ژئوفیزیک (۵۱/۳۸۷ درجه) رسم شده است. بر اساس شکل به طور تقریبی در عرض جغرافیایی ۳۵/۸۷ درجه، ارتفاع لایه مرزی در مقایسه با نقاط اطراف کاهش چشمگیری داشته است.

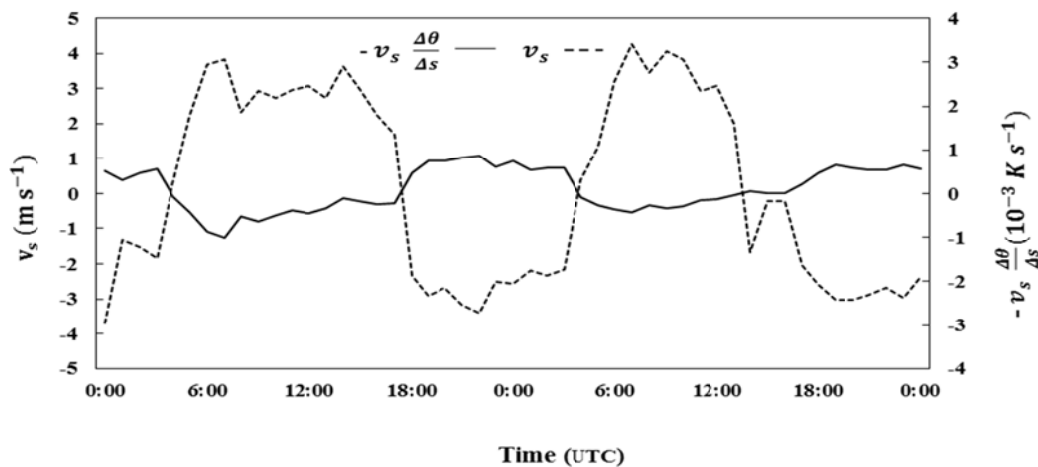
برای بررسی دقیق تر، سری زمانی ارتفاع لایه مرزی برای دو نقطه P4 و P5 در شکل ۱۱-الف نشان داده شده است. با توجه به شکل، آهنگ رشد لایه مرزی در نقطه P4 در مقایسه با نقطه P5 بیشتر است. به نظر می‌رسد این اختلاف به فرارفت دمای پتانسیلی وابسته باشد که بر اساس مطالعات پیشین یکی از عوامل تأثیرگذار بر رشد ارتفاع لایه مرزی در سطوح ناهموار و ارتفاعات است (کاسمن و



شکل ۱۰. برش قائم در طول جغرافیایی ۵۱/۳۸۷ درجه، برای کمیت‌های ارتفاع سطح زمین (HGT) و ارتفاع لایه مرزی (PBLH) در ساعت ۱۲ UTC روز ۲۴ آگوست ۲۰۱۴.



(الف)



(ب)

شکل ۱۱. الف: سری زمانی ارتفاع لایه مرزی در نقاط P4 و P5 برای روزهای ۲۳ و ۲۴ آگوست ۲۰۱۴ و ب: فرارفت دمای پتانسیل (خط پیوسته) و سرعت باد نصف‌النهاری اولین سطح مدل (خط چین) بین نقاط P4 و P5 برای روزهای ۲۳ و ۲۴ آگوست ۲۰۱۴. v_s ، سرعت نصف‌النهاری در نقطه P4، $\Delta\theta$ و اختلاف دما و فاصله مکانی بین دو نقطه P4 و P5 هستند.

۴. نتیجه گیری

زمین، دمای دومتري، رطوبت نسبی دومتري، شار گرمای سطحی و ارتفاع لایه مرزی در هر دو دوره بررسی شده است. همچنین نقش فرارفت دمای پتانسیلی در فصل تابستان برای مشاهده چگونگی تغییرات عمق لایه آمیخته در ارتفاعات مطالعه شده است.

نتایج نشان می‌دهد که ارتفاع لایه مرزی در سه نقطه شهری، به‌ویژه در مرکز، بیش از ارتفاعات شمال تهران است. عمق لایه مرزی در دو نقطه مربوط به ارتفاعات تهران در مورد تابستان، تفاوت زیادی دارند؛ درحالی‌که

در مقاله حاضر از نتایج شبیه‌سازی مدل WRF برای بررسی توزیع مکانی ارتفاع لایه مرزی در روزهای نمونه از فصل تابستان (۲۳ و ۲۴ آگوست ۲۰۱۴) و زمستان (۴ و ۵ دسامبر ۲۰۱۴) استفاده شده است. در این راستا ابتدا نیمرخ‌های قائم دمای پتانسیلی و نسبت آمیختگی برای پنج نقطه متفاوت از حوزه چهارم مدل با جزئیات بیشتر بررسی شده است. سپس برش قائم در طول و عرض جغرافیایی خاص برای کمیت‌های مختلف از جمله ارتفاع سطح

دلایل احتمالی این مسأله مربوط به اثرپذیری هم‌زمان شارگرمایی از دما و رطوبت است. در مورد تابستان به‌طور کلی مقادیر نسبت آمیختگی و دما، بالا هستند. همچنین تغییرات این دو کمیت در برخی مناطق (به‌ویژه ارتفاعات شمالی شهر) با یکدیگر رابطه عکس دارند که باعث جبران کاهش شارگرمایی در برخی نواحی شده و در نتیجه سبب تفاوت کم مقادیر این کمیت در نقاط مختلف برای مورد تابستان می‌شوند. در مورد زمستان مقادیر نسبت آمیختگی نسبتاً کم است و در نتیجه دما تأثیر بیشتری روی تغییرات شار گرمایی می‌گذارد. به عبارت دیگر تغییرات شارگرمایی در بخش‌های مختلف چشمگیرتر و ارتباط بین شار گرمایی و ارتفاع لایه مرزی واضح‌تر است.

وجود ارتفاعات در منطقه تهران باعث ایجاد بادهای فراشیب روزانه و گردان‌های دمای پتانسیلی از بخش‌های پایینی تا بخش‌های بالایی سراسیمی کوه در مورد تابستان می‌شود که باعث کاهش ناپایداری سطحی در بخش‌های بالایی سراسیمی کوه و در نتیجه کاهش ارتفاع لایه مرزی در این نواحی می‌شود. با این حال در مورد زمستان به دلیل پایداری هوا، اثر جریان‌های فراشیب روزانه و نقش فرارفت دمای پتانسیلی در تغییرات ارتفاع لایه مرزی بسیار ناچیز است. نتایج بیشینه و کمینه مقادیر ارتفاع لایه مرزی و چگونگی ارتباط بین کمیت‌های سطحی و ارتفاع لایه مرزی برای هر دو مورد تابستان و زمستان در جدول ۴ خلاصه شده است.

به دلیل پایداری شدید هوا در مورد زمستان، هر دو نقطه مربوط به کوه، تفاوت نسبتاً کمی با یکدیگر دارند. همچنین بر اساس نتایج، در نواحی با مقادیر نسبت آمیختگی و سرعت قائم نسبتاً کم، نیمرخ قائم نسبت آمیختگی می‌تواند معیار خوبی برای تعیین ارتفاع لایه مرزی در هر دو مورد تابستان و زمستان باشد. زیرا وقتی رطوبت و سرعت‌های قائم مقادیر زیادی دارند، شارهای تلاطمی باعث انتقال رطوبت به بخش‌های بالایی منطقه درون‌آمیزی می‌شوند. در نتیجه نیمرخ قائم رطوبت باعث تشخیص نادرست ارتفاع لایه مرزی می‌شود.

برش قائم ارتفاع لایه مرزی و کمیت‌های مؤثر بر آن برای درونی‌ترین ناحیه شبیه‌سازی مدل مطالعه شدند. نتایج بیانگر نقش مؤثر ارتفاع سطح زمین بر ارتفاع لایه مرزی در هر دو فصل مورد مطالعه است. در بیشتر مکان‌ها با افزایش ارتفاع سطح زمین، ارتفاع لایه مرزی کاهش و با کاهش ارتفاعات زمین، ارتفاع لایه مرزی افزایش می‌یابد. بر اساس انتظار، مقادیر دما و رطوبت نسبی در هر دو مورد بسیار متفاوت است و در بیشتر نواحی ارتفاع لایه مرزی، با دما ارتباط مستقیم و با رطوبت نسبی رابطه عکس دارد. در محدوده شهری که دمای دومتری تفاوت چندانی با نقاط اطراف ندارد، تغییرات ارتفاع لایه مرزی و دمای دومتری رابطه درخور توجهی را نشان نمی‌دهند. همچنین با وجود مقادیر بالای کمیت شار گرمایی سطحی در مورد تابستان در مقایسه با مورد زمستان، ارتباط کمتری بین توزیع مکانی این کمیت و ارتفاع لایه مرزی وجود دارد. یکی از

جدول ۴. بیشینه و کمینه مقادیر ارتفاع لایه مرزی و ارتباط بین کمیت‌های سطحی و ارتفاع لایه مرزی در ساعت UTC ۱۲ در روزهای نمونه از فصل تابستان و زمستان. کمیت‌های سطحی شامل ارتفاع سطح زمین (HGT)، دمای دومتری (T2)، رطوبت نسبی دومتری (RH2)، شار گرمایی سطحی (HFX) و

فرارفت دمای پتانسیلی ($-\nu_s \frac{\partial \theta}{\partial s}$) هستند.

تاریخ	PBLH max(m)	PBLH min(m)	HGT & PBLH	T2 & PBLH	RH2 & PBLH	HFX & PBLH	Advection & PBLH
تابستان	۲۴۰۰	۷۰۰	مخالف	مستقیم	مخالف	—	مخالف
زمستان	۱۲۰۰	۲۰۰	مخالف	مستقیم	مخالف	مستقیم	—

مراجع

- احمدی گیوی، ف.، ثابت قدم، س. و بیدختی، ع.ع.، ۱۳۸۸، بررسی نوسانی عمق لایه آمیخته جو شهری تهران با استفاده از مدل MM5 و عوامل مؤثر در آن، م. فیزیک زمین و فضا، ۲، ۱۰۵-۱۱۷.
- کماسی، ف.، بیدختی، ع.ع. و ثابت قدم، س.، ۱۳۹۵، ارزیابی طرحواره‌های لایه مرزی مختلف در مدل WRF (مطالعه موردی: تهران)، کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- Bader, D. C., McKee, T. B. and Tripoli, G. J., 1987, Mesoscale Boundary Layer Evolution over Complex Terrain. Part I. Numerical Simulation of the Diurnal Cycle. *Journal of the atmospheric sciences*, 44(19), pp. 2823-2839.
- De Wekker, S. F. and Kossmann, M., 2015, Convective boundary layer heights over mountainous terrain—a review of concepts. *Frontiers in Earth Science*, 3, p.77.
- Garratt, J. R., 1992, *The atmospheric boundary layer*, Cambridge atmospheric and space science series. Cambridge University Press, Cambridge, 416, p.444.
- Hu, X. M., Nielsen-Gammon, J. W. and Zhang, F., 2010, Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9), pp.1831-1844.
- Janjić, Z. I., 1996, The surface layer in the NCEP Eta model, paper presented at 11th Conference on Numerical Weather Prediction. Am. Meteorol. Soc., Norfolk, Va.
- Kossmann, M., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Vogel, B., Fiedler, F., Binder, H. J., Kalthoff, N. and Beyrich, F., 1998, Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. *Atmospheric Environment*, 32(7), pp.1323-1348.
- Prandtl, L., 1942 *Führer durch die Stromungslehre*. 373—375, Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- Schroeder, M. J. and Buck, C. C., 1970, Fire weather: a guide for application of meteorological information to forest fire control operations.
- Stull, R. B., 1988, *An introduction to boundary layer meteorology* Vol. 13. Springer Science & Business Media.
- Stull, R. B., 2000, *Meteorology for scientists and engineers: a technical companion book with Ahrens' Meteorology Today*. Brooks/Cole.
- Whiteman, C. D., 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. Observations. *Journal of Applied Meteorology*, 21(3), pp. 270-289.
- Zhang, D. and Anthes, R. A., 1982, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *Journal of Applied Meteorology*, 21(11), pp.1594-1609.
- Zhang, Y., Seidel, D. J. and Zhang, S., 2013, Trends in planetary boundary layer height over Europe. *Journal of Climate*, 26(24), pp. 10071-10076.

Spatial distribution of the atmospheric mixed-layer depth over Tehran using numerical simulations

Komasi, F. ¹, Aliakbari-Bidokhti, A. ² and Sabetghadam, S. ^{3*}

1. M.Sc. Student, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

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

(Received: 17 Sep 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

Summary

The atmospheric boundary layer (ABL) is the lowest part of the atmosphere and it plays an important role in the assessment of air quality, transport process in the lower troposphere and climate change. The thickness of ABL varies in time and space. The Atmospheric boundary layer over an urban area with complex horizontal topography horizontally can be highly non-homogeneous. Daytime ABL, known as mixed layer (ML) can be affected by sloped surfaces and urban roughness therefore it is assumed to have a complex structure, contrary to what happens over a flat terrain. In a non-homogeneous ML, not only turbulent convection is important, but also advection and venting to the free atmosphere are important. Such advectations are mainly caused by the sloped surfaces and valley circulations in mountainous areas as that of the north of Tehran. Convection and advection by mountain forcing in the boundary layer can be important for the air pollution problem and even transport processes around cities as for the Tehran urban area.

In this paper the structure of ML over the urban area of Tehran and its surroundings, has been studied using numerical simulations. The simulations have been done with WRF (Weather Research and Forecast) model with four nested, one way grids. The simulations of the finest inner grid with horizontal resolution of 1.33 km and varied vertical grids (typically 70 m near the surface to 600 m in the free atmosphere), with two boundary layer schemes, namely YSU (Yonsei University) and MYJ (Mellor Yamada Janjic) which are non-local and local respectively, are here presented. Radiosonde measurements as well as surface meteorological data at the Mehrabad synoptic station are used to evaluate the performance of the boundary layer schemes. Comparison of surface and boundary layer observations with WRF simulations show that the YSU scheme, which is a nonlocal closure scheme, gives more realistic results. In any case, both schemes gives cooler and more moist boundary layers than observations, as also have been observed in other studies.

The ML height over the area varies and depends on surface parameters as surface elevation, 2m temperature and humidity and surface heat fluxes. Potential temperature advection affects the boundary layer height over slopes, especially in summer season. Cold advection of potential temperature caused by the up-slope stream, decreases instability of air near the surface and thus lowers the ABL height. ML height, derived from the simulated potential temperature and moisture profiles over the city, shows a maximum value near the center of the area and a minimum value near the mountain tops. Results also show that in areas where vertical wind speed and moisture have relatively high values, the potential temperature and water vapor mixing ratio profiles do not show the same values for boundary layer height. Typical ML heights for the summer and winter days are respectively 2400 and 1200 for the central part of the city. Maximum ML height variations over the area for summer and winter times are about 1700 m and 1000 m respectively. The main determining parameter in ML height spatial variations is surface heat flux for winter, while the thermal advection is more important in summer days.

Keywords: Mixed layer, Urban area, WRF, Tehran.

*Corresponding author:

ssabet@ut.ac.ir