

بررسی پارامترسازی عمق لایه پایدار شبانه و تاثیر آن در آلودگی هوای یک منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران)

نقیسه پگاهفر^{۱*}، عباسعلی علی اکبری بیدختی^۲ و پیمان زواررضا^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده جغرافیا، دانشگاه کنتربری، نیوزیلند

(دریافت: ۸۹/۶/۱۶، پذیرش نهایی: ۸۹/۱۲/۲۴)

چکیده

لایه مرزی شهری به دلیل دارا بودن تراز آلودگی بیشتر، همواره مورد توجه هواشناسان بوده است. لذا کوشش‌های فراوانی در جهت پیش‌بینی و پیش‌یابی پارامترهای موثر در این لایه صورت گرفته است. از آن جمله می‌توان به اجرای آزمایش‌های میدانی، تهیه الگوریتم‌های متنوع به کمک پارامتری کردن و مدل سازی‌های عددی اشاره کرد که اغلب آنها در منطقه روستایی کاربرد دارد. شهر تهران نیز به دلیل توپوگرافی ویژه، حجم ترافیک زیاد، تمرکز مراکز صنعتی، یکی از آلوده‌ترین شهرها به‌شمار می‌آید. علاوه بر موارد فوق، تغییرات فصلی و چرخه شبانه‌روزی برخی میدان‌های هواشناختی و پارامترهای لایه مرزی نیز بر غلظت آلاینده‌ها در این مکان تاثیرگذار است. تاثیر پارامترهای لایه مرزی در شب که اثر ترافیک و مراکز صنعتی کم می‌شود، بیشتر نمایان است. دلیل آن را می‌توان تشکیل لایه وارونه و همچنین پایدار شبانه دانست که عمق اختلاط را کاهش می‌دهد. بنابراین در این زمان غلظت آلاینده‌ها به دلیل کاهش حجم در دسترس برای پخش، انتقال و ماندگاری افزایش می‌یابد.

با وجود پیشرفت‌های فراوان در این زمینه هنوز برآورد عمق لایه پایدار شبانه یک چالش بزرگ برای تحقیق در فضای شهری محسوب می‌شود؛ زیرا که در شب و در منطقه شهری جهت شار گرم با منطقه غیر شهری متفاوت است که کاربرد الگوریتم‌های تهیه شده برای منطقه غیر شهری را در این مناطق با مشکل مواجه می‌کند.

با توجه به اهمیت موضوع در این پژوهش سعی شده است تا ابتدا ارتباط بین عمق لایه پایدار شبانه و غلظت آلاینده ذره‌ای PM_{10} بررسی شود. در ادامه، اعتبار پارامتری کردن‌های متنوعی که برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه در الگوریتم‌های لایه مرزی در مدل‌های پخش به کار می‌رود، مورد ارزیابی قرار گیرد و از بین آنها بهترین رابطه برای این منطقه معرفی شود. نتایج نشان می‌دهد که از بین ۱۰ رابطه بررسی شده، روابطی که تاثیر پارامترها و متغیرهای میدانی هواشناسی را به‌طور جداگانه در نظر می‌گیرند خطای بیشتری تولید می‌کنند. از بین این روابط، رابطه‌ای که زلیتینکویچ و میرانو (۱۹۹۶) پیشنهاد کرده‌اند، خطای کمتری ایجاد کرد. این رابطه با استفاده از ۵ مقیاس طولی تهیه شده بود که پارامترهای بیشتری از لایه مرزی را شامل می‌شد. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که این پارامتری کردن برای برآورد عمق لایه پایدار در شهر تهران بزرگ‌ترین ضریب همبستگی و کمترین خطا را به‌وجود می‌آورد.

واژه‌های کلیدی: لایه مرزی منطقه شهری، پارامتری کردن لایه پایدار شبانه، غلظت PM_{10} .

Parameterization of nocturnal stable boundary layer height (NSBLH) and effect of NSBLH on air pollution in an urban area with complex topography (Tehran)

Pegahfar, N.¹, Aliakbari-Bidokhti, A. A.² and Zavar-Reza, P.³

¹Ph.D. Student, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

³Assistant Professor, Department of Geography, College of Science, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand

(Received: 07 Sep 2010, Accepted: 15 Mar 2011)

Abstract

Mixing height of the atmospheric boundary depends on the vertical variation of temperature in the atmosphere which includes temperature inversion (including surface and elevated inversions) that has a significant effect on air quality. The mixing height like some other meteorological variables has diurnal variations. The reason for that is its dependence on some other basic meteorological parameters e.g. surface turbulent fluxes (momentum and heat fluxes), wind speed, temperature stratification. In urban area surface roughness and topography also affect the mixing height.

Since mixing height cannot be observed by standard measurements, it is not routinely measured in meteorological stations especially for urban area. Therefore it should be estimated indirectly from vertical profile of some meteorological fields such as wind, potential temperature or must be parameterized. Due to the importance of mixing height for air pollution calculations, numerous algorithms were prepared to estimate it. It is noticeable that most of these algorithms are practical for rural area. Hence applying these algorithms for urban area may lead to large errors; therefore they are needed to be validated for each terrain individually. Previous studies have shown that for day time, results of these algorithms for urban area have good agreement with observations but at night they lead to large errors. An increased error at night is due to the error in heat flux estimation in urban area compare to rural area. Over urban areas nocturnal heat flux includes two different parts. One is a downward heat flux due to the surface cooling (similar to what happened for rural area) and the other is an upward heat flux due to the urban effect (which is not included in rural models). Recently many efforts have been done to evaluate applicability of different models and parameterization for urban areas. They were performed to estimate stable boundary height using two methods namely using surface fluxes or Richardson number (Vicker and Mahrt, 2004).

Tehran, the capital of Iran ($35^{\circ} 42' N$, $51^{\circ} 25' E$) is one of the the polluted city in the world. It suffers from poor air quality most of the year. E.g. Zawar-Reza et al (2008) indicated that analysis of data from permanent air quality monitoring stations showed that Tehran regularly exceeds the WHO guideline of $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ for PM_{10} . There are inter-annual differences in percentage of times that this condition occurs, but in general this occurs more than 70% of times. Moreover than manmade sources, Tehran location has significant influence on its air quality. It has an area of 700 km^2 and is situated in a semi-enclosed basin in the south of Alborz mountain range, down to the low lying flat terrain. The mountainous nature of Tehran has a dominating control on low level wind climatology and also air quality. Tehran has an unusual location and an average low annual rainfall of approximately 230 mm. Its precipitation is mostly in autumn and winter months. Local precipitation is absent for 6 months of the year on the low lying areas that may lead to some air pollution episodes. Due to the high elevation (approximately 1140 m), aridity and latitude, the city experiences four seasons. Climate can be extremely hot in the summer (with midday temperatures ranging between 30 to 40°C), and cold in winter when night time temperatures can be below the freezing point. Another characteristic of this city is its heat island effect, for e.g. horizontal temperature difference between different parts of that varies from 2 - 4°C in different seasons. The stability parameter (z/L , $z=15\text{m}$) range varies from -1 to 1 (Pegahfar et al., 2006). Hence Tehran experiences a larger stability range for weather condition compare with Moriwaki et al. (2002) results for Tokyo ($[-0.2, 0.2]$) and Haizhen et al. (2006) results ($[-0.1, 0.1]$) for idealized simulations in numerical experiments on the east coast of Vancouver Island. The static stability may be affected by mountains surroundings the city that also prevent pollution ventilation. This stable stratification brings worth air quality for this area.

Another characteristic of Tehran is its inhomogeneous surface that gives large value of

surface roughness in various directions. North-easterly wind experience the most roughness ($z_0 + z_d = 5.8m$) comparing to southerly wind ($z_0 + z_d \cong 11m$) which shows the complexity of the terrain (z_0, z_d represent roughness length and zero displacement height respectively). This non homogenous surface may affect horizontal mixing height which has a significant effect on air pollution. During this study according to the seasonal variations of the wind profile and turbulent structure, mixing height varies from 554 to 1739m in day time periods, and stable boundary height varies from 17 to 500m at night.

In this research data from a Radiosond for the 9 first months of 2009 at 0000 UTC were used to calculate stable boundary layer height and to validate some parameterizations applied in dispersion models for such urban area with complex topography. Radiosond measures vertical profile of wind speed and direction, temperature, pressure, humidity and geo-potential height with 2 second time step. Also data from a surface station at the Geophysics Institute from the University of Tehran were used to calculate PM₁₀ and CO concentrations in this period. Diurnal variations of CO and PM₁₀ demonstrate that their pattern have two maximum which is affected by traffic peak and transition times. Transition time effect on pollution concentrations is due to the sharp variations of meteorological fields such as surface fluxes, wind speed and direction and temperature.

In this paper we demonstrated that PM₁₀ concentrations changes linearly versus stable boundary layer height. According to the importance of stable boundary layer height in dispersion models we decided to find the best parameterization scheme for Tehran. Hence 10 parameterizations schemes that were more applicable for urban area with complex topography were validated for stable boundary layer height estimation. These relations were defined using various meteorological parameters such as friction velocity, Monin-Obukhov length, Brunt-Vaisala frequency and Coriolis parameter. Since some of the meteorological parameters were not measured directly, we used some relationships to calculate them, e.g. $u_*^2 = \sqrt{(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2}$, $\overline{u'w'} = -k_{m_u} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$ and $\overline{v'w'} = -k_{m_v} \frac{\partial \overline{v}}{\partial z}$ for friction velocity, $L = -\frac{u_*^2 \overline{T}}{kg \overline{w'T'}}$ for Monin-Obukhov length, $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$ and $(\theta = T (p_0 / p)^{R/c_p})$ for Brunt-Vaisala frequency.

The first parameterization scheme was introduced by Zilitinkevich (1972):

$$h = c_1 \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{1/2}, \quad c_1 = 0.13 - 0.74 \quad (1)$$

The best linear fit analysis was achieved using $c_1 = 0.78$ that is more than those obtained by other researches for rural area. This relation estimates the stable boundary layer height for Tehran with *RMSE* (Root Mean Square Error) = 74m.

Benkly and Scholman (1979) calculated stable boundary layer height using wind speed at 10m height and a constant equals to 125. This relation for Tehran leads to over estimation that may be the cause of complicate wind structure for this terrain and it's seasonally variations. It is noticeable that this formula for rural area produces up to 264m error (Baklanov, 2001).

Other parameterization such as $h = u_* \sqrt{\frac{2}{fN}}$, $h = a \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{1/2} + b$, $h = 0.089 \frac{u_*}{L} + 85.1$, $h = L \frac{0.3u_*}{f |L|} \frac{1.0}{1.0 + 1.9h/L}$, $h = 0.06 \frac{u_*}{|f|}$, $h = 28 u_{10}^{3/2}$, $h = 0.4u_*^2 \left| \frac{fu_*^3}{L} \right|^{-1/2}$ defined by Venkatram (1980), Arya (1981, after Zilitinkevich, 1972), Arya (1981), Niewstadt (1981), Mahrt

(1082), Niewstadt (1984), Niewstadt (1984) lead to R^2 (Coefficient of Determination) = 0.2, $R^2 = 0.28$, $R^2 = 0.3$, $R^2 = 0.38$, $R^2 = 0.38$, $R^2 = 0.38$, $R^2 = 0.27$ respectively.

The last parameterization for stable boundary layer estimation was defined by Zilitinkevich and Miranov (1996):

$$\left(\frac{fh}{C_n u_*}\right)^2 + \frac{h}{C_s L} + \frac{Nh}{C_i u_*} + \frac{h|B_s f|^{1/2}}{C_{si} u_*^2} + \frac{h|Nf|^{1/2}}{C_{ir} u_*} = 1 \quad (2)$$

In this relation that was derived from equation of turbulent kinetic energy budget, 5 length scales were included. Three lengths for rotation effects (including Ekman layer and free atmosphere) and two lengths for Monin-Obukhov length and non rotating fluid were used. Recently this relation was applied in numerous boundary layer algorithms and air pollution models.

Performing least square analysis indicated that the results of the last parameterization have good agreements with observations. It produced $RMSE = 54m$ and $R^2 = 0.60$ for Tehran.

Results indicated that applying relations defined according to the individual meteorological parameters may lead to less accuracy for Tehran. In this research Zilitinkevich and Miranov (1996) parameterization compare to the other relations, includes more physical and thermo dynamical parameters for surface and free atmosphere, so it can estimate the stable boundary layer height with more consistency to the observations for urban areas with complex topography

Key word: Urban boundary layer, Stable boundary layer parameterization, Tehran, PM_{10} concentration

۱ مقدمه

شهری در بسیاری از تحقیقات مورد توجه قرار گرفته است (جدول ۱). علی‌رغم پیشرفت مدل‌های تلاطمی در دهه‌های اخیر، برآورد ارتفاع اختلاط همچنان از کمیت‌های بحث‌برانگیز است. برای رفع این مشکل، خرد‌هواشناسان با توجه به نمای فضای شهری، ارتفاع اختلاط را از وجوه گوناگون بررسی کرده‌اند. برای مثال: لایه مرزی در ورودی شهری، لایه پایدار شبانه در برگرفته لایه وارونه، وارونگی شبانه ارتقاء یافته، ناهمگنی افقی زیاد و نامانایی زمانی، جزیره گرمایی و زبری منطقه شهری، شارهای گرمای آنتروپوژنیک از خیابان‌ها به فضای شهر، پلوم شهری پایین‌سوی، مقیاس اثرات شهری در فضا و زمان، شبیه‌سازی شرایط آرام، ویژگی‌های غیر محلی شکل‌گیری لایه آمیخته شهری و تاثیر شارهای بخار آب در مناطق ساحلی. در این بررسی‌ها ارتفاع اختلاط به

لایه مرزی شهری در مقایسه با لایه مرزی غیرشهری همگن دارای تلاطم و اختلاط بیشتری است که دلیل آن زبری سطح و گرمایش بیشتر در منطقه شهری است. این امر منجر به ناهمگنی افقی ارتفاع اختلاط در این مناطق می‌شود. البته تغییر زبری و گرمایش از مرکز به حومه شهر موجب ایجاد ناهمگنی افقی در سایر میدان‌های هواشناختی نیز می‌شود که بر پخش و انتقال آلاینده‌ها تاثیر ویژه‌ای دارد. همچنین ویژگی‌های تلاطمی لایه مرزی مثل انتقال، پخش و اختلاط تعیین می‌کند که آیا آلاینده‌ها پخش، رقیق و یا ماندگار شده‌اند که این می‌تواند در ایجاد شرایط بحرانی و حاد تاثیر گذار باشد. از آنجا که عمق اختلاط و یا ارتفاع لایه مرزی حجم در دسترس برای پخش آلودگی را تعیین می‌کند، از ورودی‌های مدل‌های آلودگی محسوب می‌شود. بنابراین اهمیت برآورد صحیح این پارامتر در فضای

رشد ارتفاع لایه آمیخته در منطقه روستایی است (باکلانو، ۲۰۰۱a-b).

قابل توجه است که لایه پایدار شبانه که در برگزیده لایه وارونه سطحی است (که با سازوکارهای گوناگون جوی مانند نشست هوا، جبهه‌ها، تابش و فرارفت رخ می‌دهد) بر تهویه یا انباشت آلودگی تاثیر بسزایی دارد. در شب در منطقه روستایی به علت سرمایش سطحی، شار گرما با ارتفاع افزایش می‌یابد، اما در منطقه شهری علاوه بر شار پایین سو (ناشی از وارونگی) شار بالاسو (ناشی از منطقه شهری) نیز وجود دارد. بنابراین ارتفاع اختلاط در شهر، بیش از روستا است (باکلانو و کوچین، ۲۰۰۳). لازم به ذکر است که توپوگرافی شهرها، اعم از فضای صاف، کوه-دره‌ای، ساحلی و شمالی-جنوبی هرکدام به نحوی بر شکل‌گیری ارتفاع اختلاط در آن منطقه تاثیرگذار است (بورناشتاین، ۲۰۰۱). برای مثال مشاهده لایه مرزی شبانه با چینه‌بندی پایدار در شهرهای امریکا رایج نیست و فقط یک لایه وارونه بالارفته می‌تواند شکل بگیرد (بورناشتاین، ۲۰۰۱)، اما در شهرهای اروپایی به ویژه در شمال اروپا لایه مرزی شبانه پایدار یک پدیده معمولی است (ریلو، ۱۹۹۷؛ راسمن و همکاران، ۱۹۹۹). زمان شکل‌گیری لایه وارونه در منطقه شهری به طور متوسط ۲/۵ ساعت بعد از غروب است در حالی که لایه وارونه سطحی در روستا قبل از غروب تشکیل می‌شود.

با توجه به اهمیت بررسی آلودگی در شب، کوشش‌های فراوانی برای پیش‌بینی عمق لایه پایدار شبانه صورت گرفته است و روش‌های متنوعی (مانند اندازه‌گیری، مدل‌سازی و پارامتری کردن، خروجی مدل‌های پیش‌بینی هواشناسی) آزمایش شده است اما این آزمایش‌های اغلب در مناطق غیرشهری صورت گرفته است (سبیرت و همکاران، ۱۹۹۹).

کمک نیم‌رخ و با روش‌های انرژی جنبشی پیچکی یا میرایی پیچک، عدد ریچاردسن و پارامترکردن‌های متفاوت محاسبه شده است.

از آنجا که در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روزی، واداشتهای متنوعی می‌توانند ارتفاع اختلاط را کم و زیاد کنند، لذا این ارتفاع دارای چرخه شبانه‌روزی است. از این سو در اغلب تحقیقات ویژگی‌های اساسی لایه مرزی و رفتار لایه مرزی در روز (شامل رشد و توسعه لایه آمیخته) و ویژگی‌های آن را در شب (مانند ارتفاع لایه پایدار شبانه و شدت و عمق لایه وارونه) به طور مجزا بررسی می‌شود (پرینگر و جوفر، ۲۰۰۵؛ باکلانو و همکاران، ۲۰۰۹). آنچه بررسی ارتفاع اختلاط را در منطقه شهری نسبت به روستایی پیچیده‌تر می‌کند، همین وابستگی زمانی این پارامتر است. در روز که جهت شارها در مناطق روستایی و شهری همسو است، اغلب تحقیقاتی که در منطقه روستایی صورت گرفته برای برآورد ارتفاع اختلاط در منطقه شهری نیز جواب‌گو است. باکلانو و کوچین (۲۰۰۳) به این نتیجه رسیدند که در روز، ارتفاع اختلاط بین شهر و روستا تفاوت چندانی ندارد. در تحقیق آنها گرمایش آنتروپوژنیک نقش زیادی نداشت و زبری نقش اساسی را ایفا می‌کرد. لذا در شهر مورد بررسی آنها در روز و در شرایط همرفتی اثر شهر، امواج درونی لایه مرزی و نسیم دریا عمق اختلاط را تعیین می‌کرد. این نتیجه یافته‌های سبیرت و همکاران (۱۹۹۹) را تأیید می‌کرد. آنها دریافتند که روش‌های استاندارد که بر اساس تحقیقات در مناطق غیرشهری به دست آمده برای برآورد ارتفاع اختلاط در منطقه شهری فقط در روز معتبر است. تحقیقات نشان می‌دهد که آهنگ رشد ارتفاع اختلاط برای شهرهای گوناگون تفاوت زیادی ندارد و در ساعت ۳ بعدازظهر آهنگ رشد ارتفاع لایه آمیخته در منطقه شهری نصف آهنگ

جدول ۱. نمونه‌ای از تحقیقات صورت گرفته در لایه آمیخته در فضای شهری.

شماره	محقق	منطقه مورد بررسی
۱	روناتک و همکاران (۲۰۰۱)	بررسی لایه مرزی شهری در شهر باسل
۲	چن و همکاران (۲۰۰۱)	یکسال مشاهده ویژگی‌های لایه آمیخته شهری در تسوکوبای توکیو
۳	کوپر و ایچینگر (۱۹۹۴)	بررسی لایه مرزی در شهر مکزیک
۴	کلف و گرمون (۲۰۰۱)	بررسی لایه مرزی در کالیفرنیا

جوهر و همکاران (۲۰۰۱) بود. در این روش آنها تغییرپذیری ارتفاع لایه مرزی پایدار و ناپایدار را با مقیاس‌های طولی متفاوت و ترکیب آنها بررسی کردند. برای شرایط پایدار مقیاس طولی مومین-بخوف (L) و $L_N = u_* / N$ (سرعت اصطکاکی و N بسامد برون-وایسالا) و در شرایط ناپایدار که تلاطم مکانیکی و شناوری وجود دارد از انرژی جنبشی پیچکی بی‌بعد استفاده کردند و L و یا $\mu_N = N/f$ (پارامتر کوریولیس) را به‌منزله مقیاس طولی در پارامتری کردن به کار بردند، که مورد اخیر در بسیاری از مدل‌های پخش برای پیش‌یابی و پیش‌بینی آلودگی در فضای شهری به کار رفته است.

جدول ۲. نمونه‌ای از الگوریتم‌های تهیه شده برای بررسی لایه مرزی در فضای شهری.

شماره	نام الگوریتم	محقق
۱	OML	برکوویچ و پراهم (۱۹۸۲)، اولسن و همکاران (۱۹۹۲)
۲	HPDM	هانا و چنگ (۱۹۹۲)
۳	RODOS	میکل سن و همکاران (۱۹۹۷)
۴	RAMMET-X	برمن و همکاران (۱۹۹۷)
۵	MIXEMUP	بکلی و شولمن (۱۹۷۹)
۶	CALMET	سیری و همکاران (۱۹۹۵)
۷	SUBMESO	آنکوئتین و همکاران (۱۹۹۹)

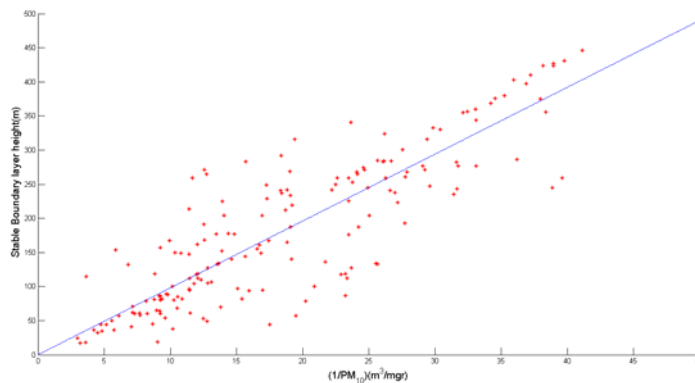
از آنجا که عمق لایه پایدار را در همه ایستگاه‌های هواشناسی، به‌ویژه در منطقه شهری نمی‌توان به‌طور مستقیم و با وسایل و ادوات هواشناسی اندازه‌گیری کرد، لذا برای برآورد آن، به‌ویژه به‌منزله ورودی مدل‌های پخش، باید از روش‌های پارامتری کردن، استفاده از نیم‌رخ‌های قائم اندازه‌گیری شده و یا مقادیر شبیه‌سازی شده استفاده کرد (فیشر و همکاران، ۱۹۹۸). ویکر و مارت (۲۰۰۴) تحقیقات صورت گرفته برای بررسی عمق لایه پایدار شبانه را به دو دسته تقسیم کردند. دسته اول به کمک استفاده از شارهای سطحی و دسته دوم بر اساس استفاده از روش عدد ریچاردسن استوار است. باکلانو (a-b) (۲۰۰۱) عمق لایه پایدار شبانه را به کمک بررسی نیم‌رخ‌های قائم و با استفاده از عدد ریچاردسن مورد تحقیق قرار داد و دریافت که این روش در منطقه شهری نتایج را فروبرآورد می‌کند. البته برای برآورد ارتفاع لایه پایدار الگوریتم‌های گوناگونی نیز برای منطقه شهری تهیه شده است (جدول ۲). برمن و همکاران (۱۹۹۷) نتایج حاصل از سه الگوریتم RAMMET-X، MIXEMUP و CALMET در برآورد عمق اختلاط با مشاهدات میدانی مقایسه کردند و روشن ساختند که الگوریتم CALMET جواب قابل قبول‌تری به‌دست می‌دهد. البته این الگوریتم هم، در سرعت باد کم و زیاد، نتایج را فروبرآورد و فرابراورد می‌کند. لازم به ذکر است که این جواب نامناسب فقط به‌دلیل شهری بودن منطقه نیست. روش جالب دیگری که برای برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه در منطقه شهری آزمایش شد، روش

جدول ۳. تعداد روزهایی که میزان PM_{10} از حد استاندارد سازمان جهانی بهداشت بیشتر بوده است، تعداد روزهایی با داده‌های کامل و نسبت آنها برای سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۵ و برای ایستگاه‌های مرکزی و شمال شهر (زاوررضا و همکاران، ۲۰۰۸).

سال	۱۹۹۸	۱۹۹۹	۲۰۰۰	۲۰۰۱	۲۰۰۲	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵
ایستگاه واقع در در پایه کوه								
تعداد روزهای بیش از حد استاندارد			۷۷	۲۵۳	۱۷۹	۲۲۵	۲۲۴	۲۹۵
تعداد روزهای با داده‌های کامل			۱۴۴	۲۷۱	۲۰۷	۳۰۶	۳۲۳	۳۴۹
درصد (%)			۵۳	۹۳	۸۶	۷۴	۶۹	۸۵
ایستگاه واقع در مرکز شهر								
تعداد روزهای بیش از حد استاندارد	۳۰۴	۳۰۰	۳۰۸	۳۴۴	۲۸۱	۳۰۳	۲۶۶	۲۳۸
تعداد روزهای با داده‌های کامل	۳۳۳	۳۲۵	۳۳۹	۳۶۵	۳۳۲	۳۳۲	۳۳۹	۳۵۶
درصد (%)	۹۱	۹۲	۹۱	۹۴	۸۵	۹۱	۷۸	۶۷

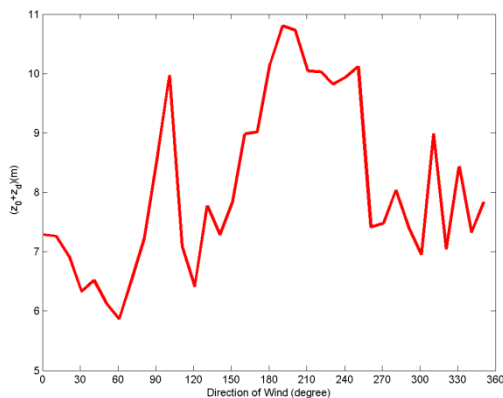
PM_{10} در ساعت ۰۳:۰۰ به وقت محلی را به‌وضوح نشان می‌دهد، در این پژوهش سعی شده است تا عمق لایه پایدار شبانه در تهران به کمک اندازه‌گیری‌ها محاسبه شود و روابط پارامتری شده متنوع برای برآورد آن مورد ارزیابی قرار گیرد. همچنین در صورت لزوم، برخی ضرایب تغییر داده شود تا بتوان به بهترین برآزش برای هر پارامتری کردن دست یافت. به این ترتیب می‌توان بهترین رابطه برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه در شهر تهران را که بر غلظت PM_{10} تاثیر بسزایی دارد به‌دست آورد. از این‌رو در بخش ۲ داده‌ها و ویژگی‌های منطقه مورد بررسی، در بخش ۳ مراحل کار با کاربست انواع پارامتری کردن و در بخش ۴ نتیجه‌گیری بیان خواهد شد.

در شهر تهران نیز تحقیقاتی برای برآورد عمق اختلاط صورت گرفته است که بیشتر به ویژگی‌های این کمیت در روز می‌پردازد (احمدی گیوی و ثابت قدم، ۱۳۸۵؛ علی اکبری بیدختی و بنی هاشم، ۱۳۷۶؛ خوش سیما و همکاران، ۱۳۸۵). با این حال بررسی عمق اختلاط در شب برای شهر تهران که در بیشتر مواقع سال غلظت آلاینده PM_{10} در فضای آن بیش از حد استاندارد سازمان جهانی بهداشت است، اهمیت زیادی دارد (زوار رضا و همکاران، ۲۰۰۸) (جدول ۳). با رجوع به تحقیقات پیشین، که کارایی اغلب مدل‌ها در پیش‌بینی و پیش‌یابی عمق اختلاط در روز و در فضای شهری، قابل قبول است و با توجه به شکل ۱ که ارتباط معکوس عمق لایه پایدار شبانه با غلظت

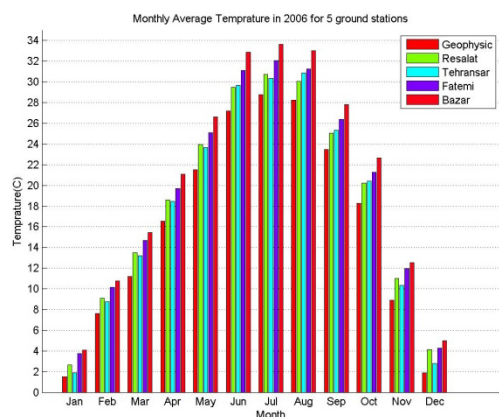


شکل ۱. محور افقی عکس غلظت $1/PM_{10}$ (m^3/mg) در ایستگاه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و محور قائم ارتفاع لایه پایدار (m) شبانه در ایستگاه مهرآباد.

باد در دو ماه ژانویه و ژوئیه است. بررسی ساختار نیم‌رخ باد در ۱۲ ماه سال نشان می‌دهد که الگوی باد در شب شامل سه لایه است که لایه اول دربرگیرنده جریانات کاتاباتیک و پایدار، لایه دوم در برگیرنده جریانات برگشتی و لایه سوم لایه باقی‌مانده است. در روز نیز نیم‌رخ باد شامل دو لایه در برگیرنده جریانات آناباتیک و برگشتی است. تغییرات فصلی تاثیر بادهای محلی (آناباتیک و کاتاباتیک) را می‌توان بوضوح در شکل ۴ مشاهده کرد (پگاه‌فر و همکاران، ۱۳۸۶).



(الف)



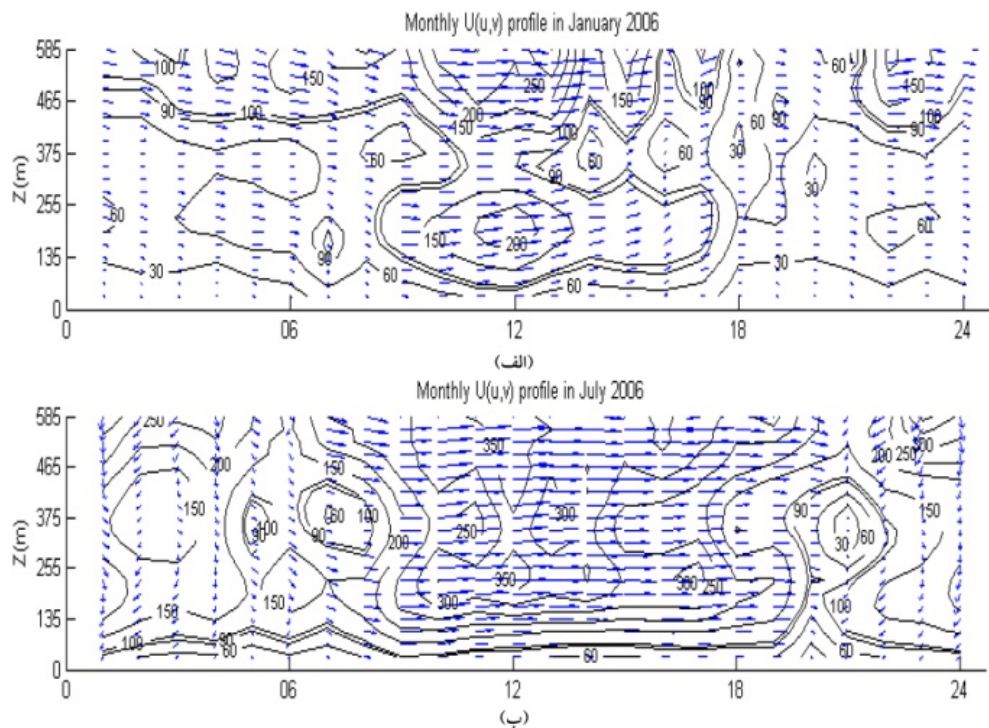
(ب)

شکل ۲. (الف) محور افقی جهت باد و محور قائم زبری و جابه‌جایی تراز صفر ($Z_0 + Z_d$) و (ب) میانگین ماهانه دما برای ۵ ایستگاه ژئوفیزیک، رسالت، تهرانسر، فاطمی و بازار در ۱۲ ماه سال ۲۰۰۶.

۲ داده‌ها و منطقه مورد بررسی

در این بررسی از داده‌های ایستگاه جوّ بالا در مهرآباد تهران، اندازه‌گیری شده با دستگاه رادیوسوند برای مدت ۹ ماه اول سال ۲۰۰۸ استفاده شده است. این داده‌ها در دو زمان ۰۰،۰۰ و ۱۲،۰۰ به وقت گرینویچ و با بازه زمانی ۲ ثانیه اندازه‌گیری شده است. دستگاه رادیوسوند نیم‌رخ قائم کمیت‌های سمت و سرعت باد، رطوبت، فشار، ارتفاع ژئوپتانسیل، دما و دمای نقطه شبنم را اندازه‌گیری می‌کند. همچنین برای به‌دست آوردن ضرایب پخش پیچک تکانه از داده‌های دستگاه سودار موسسه ژئوفیزیک واقع در ایستگاه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. این دستگاه سمت و سرعت باد، شارهای تکانه، شدت تلاطم را برای هر سه مولفه باد با تفکیک قائم ۳۰ متری از ۱۵ تا ۵۸۵ متر و در بازه زمانی ۱۵ دقیقه ثبت کرده است. برای بررسی مقدار غلظت آلاینده‌ها در شهر تهران و بررسی ارتباط آنها با ارتفاع لایه پایدار از داده‌های PM_{10} و CO اندازه‌گیری شده در ایستگاه ژئوفیزیک نیز استفاده شد. از ویژگی‌های شهر تهران قرارگیری آن در دره‌های نیمه‌باز رشته‌کوه البرز است. برای اینکه به پیچیده بودن توپوگرافی منطقه شهری تهران اشاره شود، مجموع طول زبری و جابه‌جایی تراز صفر ($Z_0 + Z_d$) محاسبه شده در ایستگاه ژئوفیزیک برای مدت یک سال برحسب جهت باد در شکل (۲-الف) آمده است. همان‌طور که شکل (۲-الف) نشان می‌دهد، المان‌های زبری در جهت‌های متفاوت دارای تغییرات زیادی هستند. زواررضا و همکاران (۲۰۱۰) روشن ساختند که الگوی باد در منطقه تهران دارای دو مد متفاوت در طی شبانه‌روز است. از این‌رو برای اینکه تاثیر بادهای محلی خردمقیاس را در شهر تهران نشان داده باشیم، میانگین نیم‌رخ قائم باد از ۱۵-۵۸۵ متری برای ۱۲ ماه سال در ایستگاه ژئوفیزیک محاسبه و آورده شد.

شکل ۳ نشان‌دهنده تغییرات چرخه شبانه‌روزی الگوی



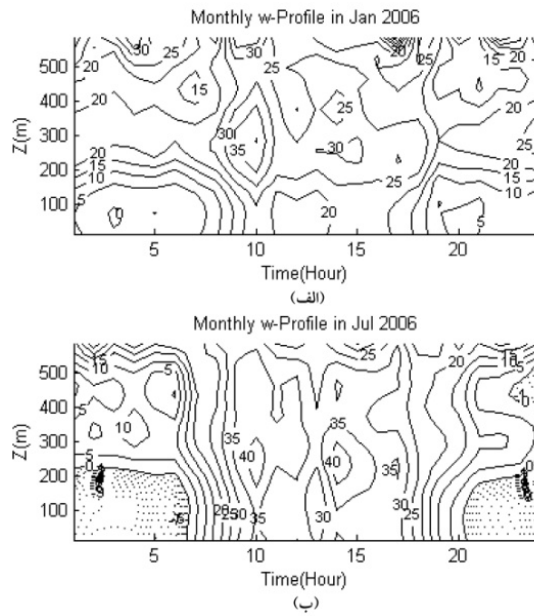
شکل ۳. نمایه قائم تغییرات میانگین ماهانه بردار افقی باد در ۲۴ ساعت در (الف) ژانویه و (ب) ژوئیه ۲۰۰۶.

و غروب رخ می‌دهد را می‌توان به عوامل هواشناختی از قبیل تغییر شارهای سطحی، تغییر دما و جهت باد و همچنین تغییر ارتفاع لایه آمیخته در روز و ارتفاع لایه پایدار در شب معرفی کرد. برای روشن شدن موضوع عمق لایه آمیخته روزانه در شهر تهران با توجه به قرارگیری آن در یک دره نیمه‌باز و ساختار شهری آن در فصل‌های گوناگون با استفاده از مشاهدات محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که مقدار این پارامتر از ۵۵۴ تا ۱۷۳۹ متر تغییر می‌کند (شکل ۶). همچنین در شب نیز با توجه به تغییر فصلی جریان‌ات کاتاباتیک که روی شهر شارش می‌یابد، عمق لایه پایدار شبانه از ۱۷ تا ۵۰۰ متر تغییر می‌کند.

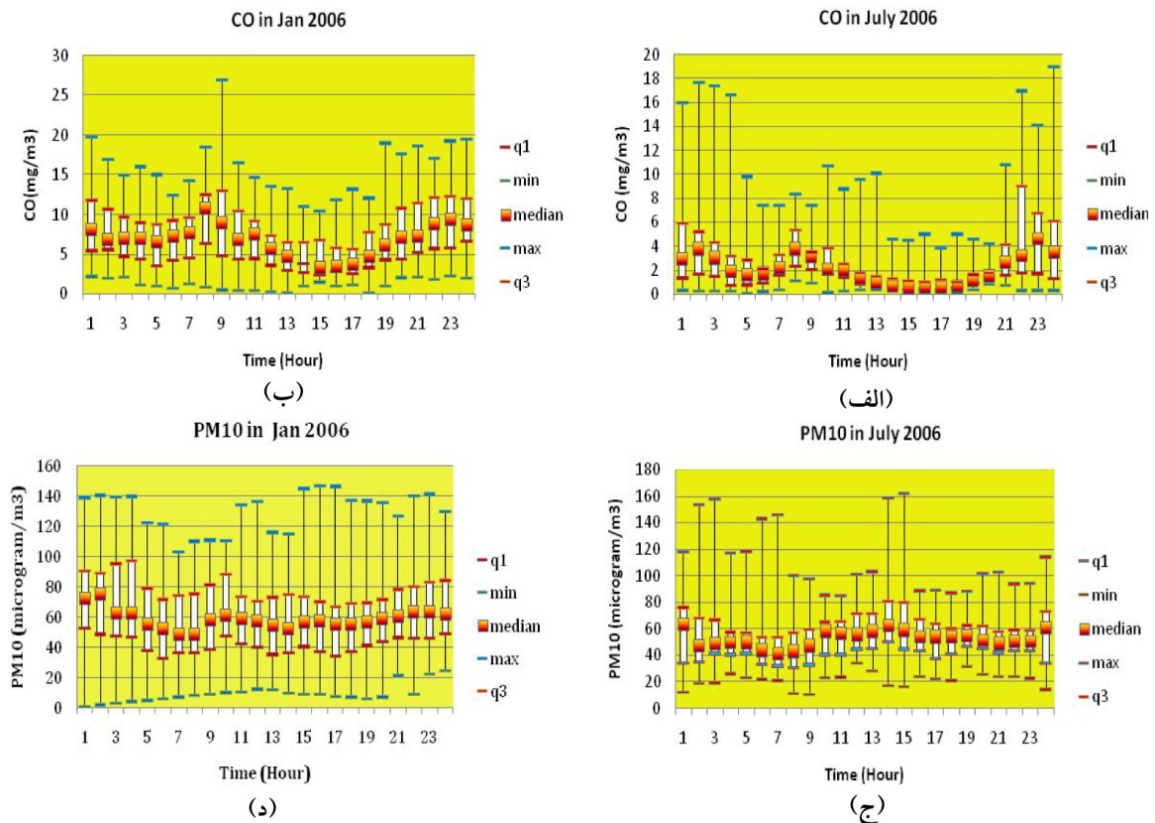
با توجه به پیچیدگی منطقه و شرایط بحرانی از نظر آلودگی به‌ویژه در شب‌های زمستانی در این پژوهش سعی شده است تا پارامتری کردن‌های گوناگون برای برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه ارزیابی شود.

برای درک بهتر تاثیر جزیره گرمایی ناشی از فضای شهری در منطقه مورد بررسی، می‌توان به گرادبان‌های افقی میانگین ماهانه دما برای ۵ ایستگاه در نقاط مختلف شهر اشاره کرد (شکل ۲-ب). شکل ۲-ب) نشان می‌دهد که بین نقاط گوناگون این شهر از ۲ تا ۴ درجه اختلاف دما وجود دارد که این می‌تواند بر ساختار الگوی باد و پخش، رقیق‌سازی و ماندگاری آلاینده‌ها نقش بسزایی داشته باشد. ویژگی‌های بررسی شده به‌وضوح متفاوت بودن ساختار لایه رزی جو شهری تهران و پیچیده بودن آن را نشان می‌دهد.

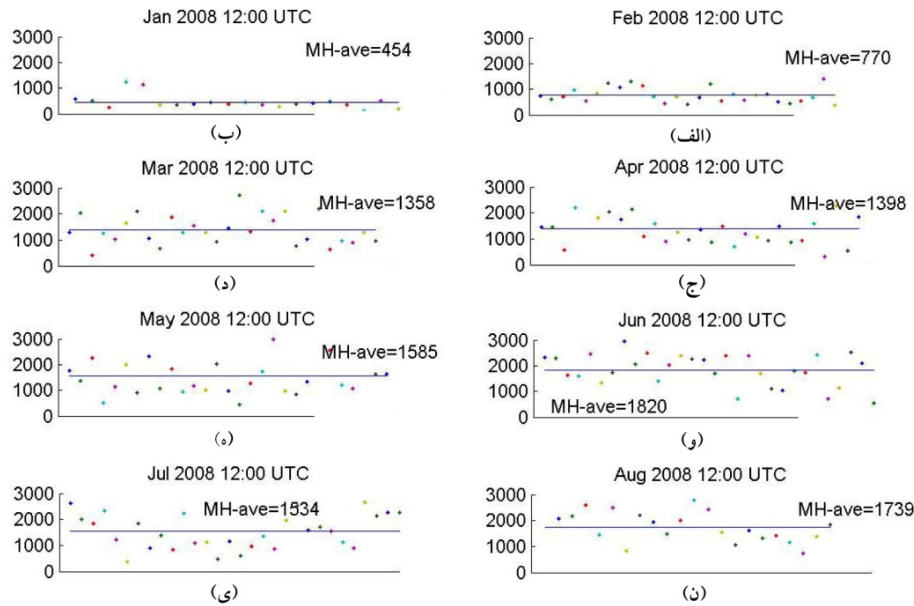
در شکل ۵ میانگین ماهانه چرخه شبانه‌روزی دو آلاینده گازی (CO) و آلاینده ذره‌ای (PM₁₀) را برای دو ماه ژانویه و ژوئیه ۲۰۰۶ نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که این الگو دارای دو مقدار بیشینه در شبانه روز است که هم از میزان ترافیک و هم ساعت‌های گذر تاثیر می‌پذیرد. تاثیر ساعت‌های گذر که در طلوع



شکل ۴. نمایه قائم میانگین ماهانه مولفه قائم بردار باد در ۲۴ ساعت در (الف) ژانویه و (ب) ژوئیه ۲۰۰۶ (پگاهفر و همکاران، ۱۳۸۶).



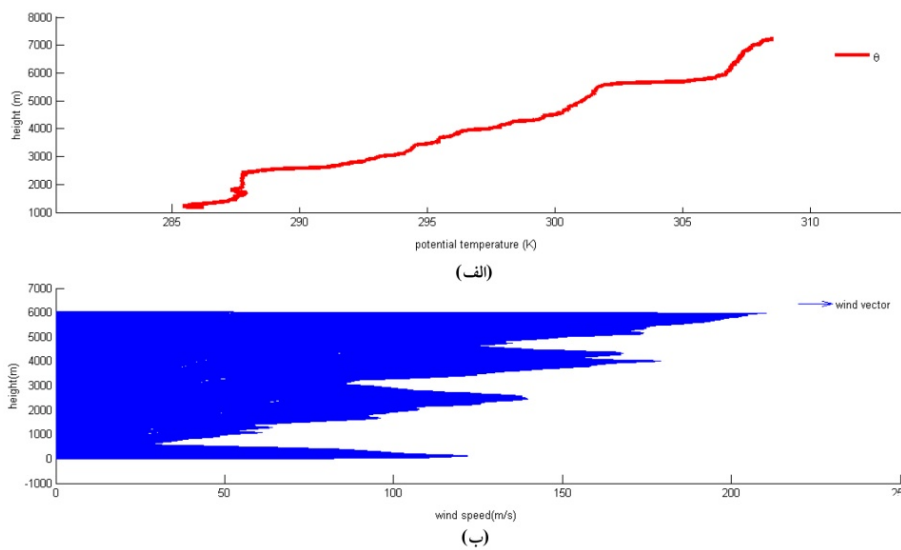
شکل ۵. میانگین ماهانه تغییرات شبانه‌روزی برای آلاینده گازی CO. (الف) در ژوئیه، (ب) در ژانویه و برای آلاینده ذره‌ای PM_{۱۰}. (ج) در ژوئیه و (د) در ژانویه ۲۰۰۶. q_۱ نشانه چارک اول، q_۳ چارک سوم، min کمینه، max بیشینه و median میانه را نشان می‌دهد.



شکل ۶. ارتفاع لایه آمیخته روزانه برای روزهای متفاوت در ماه‌های (الف) فوریه، (ب) ژانویه، (ج) آوریل، (د) مارس، (و) ژوئن، (ه) می، (ن) اوت و (ی) ژوئیه سال ۲۰۰۸. تعداد داده‌های در دسترس در ماه‌های گوناگون، متفاوت است.

۳ شرح آنها در تحقیق ثابت‌قدم (۱۳۸۵) گردآوری شده است. با توجه به اینکه برخی از این پارامترها به‌طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود، ابتدا روش به‌کار رفته برای محاسبه آنها شرح داده می‌شود.

۳ مراحل کار و کاربرد انواع پارامتری کردن برای اندازه‌گیری عمق لایه پایدار شبانه از داده‌های دستگاه رادیوسوند از روش‌های متنوعی استفاده شده است (شکل ۷). این روش‌ها عبارت‌اند از نمایه قائم دما، شارهای سطحی و عدد ریچاردسن که



شکل ۷. (الف) نیم‌رخ قائم دمای پتانسیلی و (ب) نمایه قائم بردار افقی باد در شب زمستانی.

۱-۳ برآورد پارامترهای لایه مرزی

برای محاسبه سرعت اصطکاکی، از رابطه بریتر و هانا (۲۰۰۳) استفاده شد که بهترین راه محاسبه این کمیت را براساس شارهای تکانه طبق رابطه $(u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4})$ معرفی کردند. با توجه به اینکه شارهای تکانه در دستگاه رادیوسوند به طور مستقیم اندازه گیری نمی شود، برای برآورد آنها از روابط $(\overline{u'w'} = -k_{m_u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z})$ و $(\overline{v'w'} = -k_{m_v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z})$ استفاده شده است که k_{m_u} و k_{m_v} ضرایب پخش پیچکی برای مولفه های افقی باد است. این ضرایب به کمک داده های دستگاه سودار برای شهر تهران محاسبه شده است. مقدار این پارامترها برای ارتفاع ۱۵-۴۵ متری به ترتیب (m^2/s) ۰/۲۹ و ۰/۵۹ و برای ارتفاع ۴۵-۷۵ متری (m^2/s) ۰/۳۰ و ۰/۶۰ است. قابل توجه است که مقدار ضرایب پخش پیچکی در راستای X نصف مقدار آن در راستای Y است که به وضوح ناهمسانگرد بودن منطقه را نشان می دهد که می تواند بر تهویه آلاینده ها به ویژه در شب تاثیر گذار باشد.

از دیگر پارامترهای به کاررفته در روابط، طول مومین-ابخوف است. این کمیت معیاری است که مشخص می کند تا چه ارتفاعی اثرات دینامیکی سطح وجود دارد. این طول از رابطه $L = -u_*^3 \bar{T} / kg \bar{w}'T'$ محاسبه شده که g شتاب گرانشی، $w'T'$ شار دما و k ثابت فون کارمن است که برابر ۰/۴ در نظر گرفته شده است.

بسامد برانت-وایسالا میزان چینه بندی زمینه را مشخص می کند و از رابطه $N = \sqrt{\frac{g \partial \theta}{\theta \partial z}}$ برآورد می شود (z : ارتفاع و θ دمای پتانسیل است). لازم به ذکر است که این پارامتر در بالای لایه مرزی اندازه گیری می شود و دمای پتانسیل نیز از رابطه پواسون $(\theta = T(p_0/p)^{R/C_p})$ محاسبه شده است.

پارامتر کوریولیس که بیانگر اثر چرخش زمین است با

استفاده از رابطه $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ محاسبه می شود که $\Omega = 1/7 \times 10^{-4}$ و φ عرض جغرافیایی است که در ایستگاه مورد نظر برابر ۳۵/۷۳ درجه در نظر گرفته شده است.

۲-۳ ارزیابی روش های برآورد عمق لایه پایدار شبانه

در منطقه شهری تهران

از آنجا که هدف این تحقیق ارزیابی روابط به کاررفته در مدل های پخش در برآورد عمق لایه پایدار شبانه در منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران) است، در ادامه به برخی از این روابط و نتیجه پیش بینی آنها در برآورد عمق لایه پایدار شبانه تهران اشاره خواهد شد. قابل توجه است که مقایسه روش های به کار رفته با استفاده از دو کمیت (Root Mean Square Error) که بیانگر خطای جذر میانگین مربع ها و یا R^2 (Coefficient of Determination) که معرف ضریب تعیین یا مجذور ضریب همبستگی است، صورت پذیرفته است. لازم به ذکر است که در برخی موارد، ضرایب را قالب زنی کرده ایم تا به بهترین برازش برای منطقه دست یابیم. در این تحقیق برای محاسبه خطای جذر میانگین مربع ها، ضریب تعیین و یافتن ضرایب بهینه در هر رابطه از دستور "fittype" در نرم افزار متلب استفاده شده است. در ادامه به ارزیابی ۱۰ رابطه برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه که دانشمندان گوناگون از ابتدای دهه ۱۹۸۰ تاکنون معرفی شده می پردازیم.

الف- زیلتینکویچ (۱۹۷۲) نشان داد که عمق لایه پایدار شبانه به طول مومین-ابخوف، سرعت اصطکاکی و پارامتر کوریولیس وابسته است.

$$h = c_1 \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{1/2} \quad (1)$$

او میزان ثابت c_1 را در تحقیق خود برابر ۰/۴ در نظر

۵- آریا (۱۹۸۱) همچنین عمق لایه پایدار شبانه را بدون توجه به پارامتر کریولیس نیز فرمول بندی کرد.

$$h = 0.089 \frac{u_*}{L} + 85.1 \quad (۴)$$

ارزیابی این رابطه برای منطقه مهرآباد در شکل (۸-۵) دیده می شود. بهینه برازش برای داده های ایستگاه مورد نظر با ثابت 0.89 به جای 0.089 به دست آمد. در این رابطه $R^2 = 0.3$ است که از کارایی این رابطه برای منطقه غیر شهری ($R^2 = 0.48$) کمتر است. همچنین این رابطه $RMSE = 75$ متر را در منطقه تهران تولید کرد که نسبت به منطقه غیر شهری که $RMSE = 86$ متر است، کمتر است.

و- نیواستات (۱۹۸۱) برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه در منطقه غیر شهری علاوه بر تاثیر سرعت اصطکاک و پارامتر کریولیس، اثر نسبت شارهای دما و تکانه را از راه وارد کردن طول مومین-ابخوف در یک معادله درجه دو لحاظ کرد.

$$h = L \frac{0.3u_*}{f |L|} \frac{1.0}{1.0 + 1.9h/L} \quad (۵)$$

شکل (۸- و) کاربرد این رابطه را برای منطقه شهری دارای توپوگرافی (تهران) نشان می دهد. این رابطه $RMSE = 74$ متر و $R^2 = 0.38$ را برای تهران نشان می دهد که نشانه برازش بهتر نسبت به روابط گذشته است. (ز) مارت (۱۹۸۲) با به کارگیری رابطه (۶) برای منطقه غیر شهری به $RMSE = 18$ متر، $R^2 = 0.48$ و بایاسی برابر $24/4$ - دست یافت.

$$h = 0.06 \frac{u_*}{|f|} \quad (۶)$$

استفاده از این رابطه برای منطقه شهری تهران $RMSE = 71$ متر و $R^2 = 0.38$ به وجود آورد (شکل ۹- ب). لازم به ذکر است که بهینه برازش در این تحقیق با استفاده از ثابت 0.78 به جای 0.06 به دست آمد.

گرفت که در تحقیقات بعدی آن را از 0.13 تا 0.74 متغیر در نظر گرفتند. در این تحقیق بهینه برازش با $c_1 = 0.78$ به دست آمد (شکل ۸- ب). استفاده از این رابطه برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه $RMSE = 74$ متر را برای ایستگاه مهرآباد ایجاد می کند.

ب- بنکلی و شولمن (۱۹۷۹) ارتفاع لایه پایدار شبانه را فقط تابعی از سرعت باد در ارتفاع 10 متری معرفی کردند ($h = 125 u_{10}$). از آنجا که دستگاه رادیو سوند در زمان های متفاوت در ترازهای گوناگون اندازه گیری می کند، لذا برای استفاده از u_{10} از درونیابی خطی استفاده شده است. شکل (۸- الف) نشان می دهد که استفاده از این رابطه در برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه منجر به فرابراورد شدن آن می شود. دلیل این امر را می توان پیچیده بودن الگوی باد در منطقه مورد بررسی دانست که در قسمت ۲ توضیح داده شد. البته این رابطه در منطقه غیر شهری نیز تا 264 متر خطا تولید می کند (با کلاتو، a-b ۲۰۰۱).

ج- ونکاترم (۱۹۸۰) اولین بار تاثیر چینه بندی دمای زمینه در برآورد عمق لایه پایدار شبانه را در نظر گرفت.

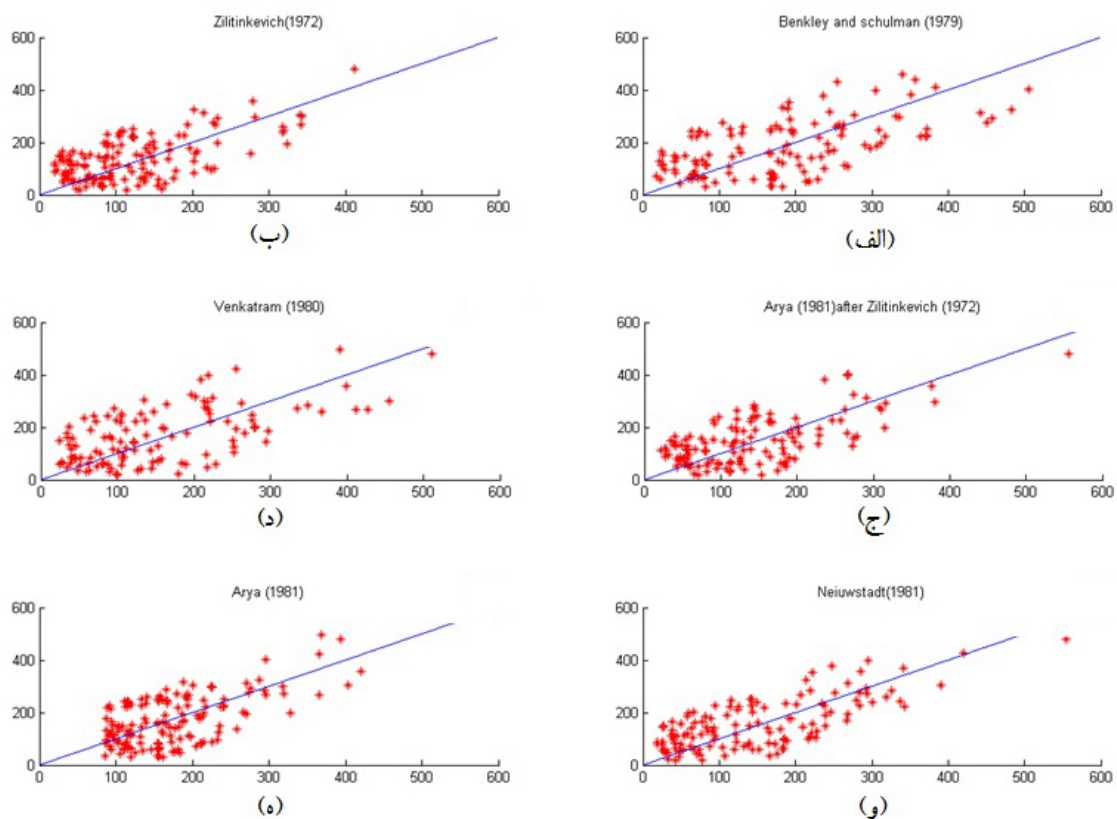
$$h = u_* \sqrt{\frac{2}{fN}} \quad (۲)$$

شکل (۸- د) اعتبار این رابطه در برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه را در تهران نشان می دهد ($R^2 = 0.2$).

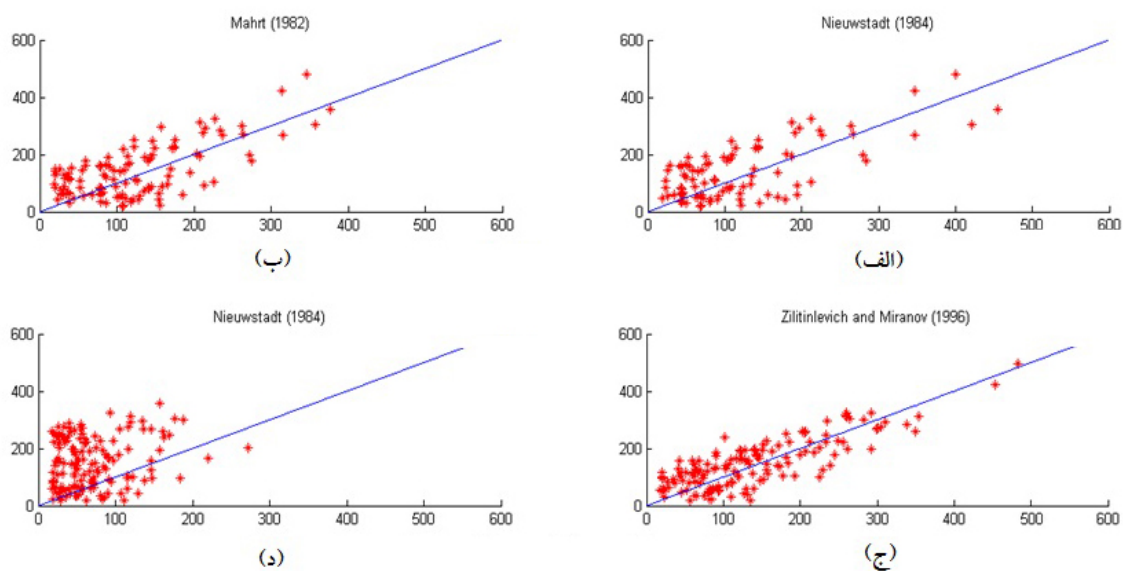
د- آریا (۱۹۸۱) رابطه زیلتینکویچ (۱۹۷۲) را تصحیح کرد و به صورت

$$h = a \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{1/2} + b \quad (۳)$$

عرضه کرد که a برابر 0.42 و b برابر $29/3$ بود. کاربرد این رابطه در پیش بینی عمق لایه پایدار شبانه برای شهر تهران در شکل (۸- ج) نشان داده شده است. بهینه برازش برای این منطقه با $a = 0.52$ و $b = 86/28$ به دست آمد ($R^2 = 0.28$).



شکل ۸. محور قائم ارتفاع لایه پایدار شبانه مشاهداتی و محور افقی عمق لایه پایدار شبانه به دست آمده از پارامتری کردن‌های (الف) بنکلی و شولمن (۱۹۷۹)، (ب) زیلیتینکوویچ (۱۹۷۲)، (ج) آریا (۱۹۸۱) بعد از زیلیتینکوویچ (۱۹۷۲)، (د) ونکاترام (۱۹۸۰)، (و) نیواستات (۱۹۸۱) و (ه) آریا (۱۹۸۱).



شکل ۹. محور قائم ارتفاع لایه پایدار شبانه مشاهداتی (متر) و محور افقی عمق لایه پایدار شبانه (متر) به دست آمده از پارامتری کردن‌های (الف) نیواستات (۱۹۸۴)، (ب) مارت (۱۹۸۲)، (ج) زیلیتینکوویچ و میرانو (۱۹۹۶) و (د) نیواستات (۱۹۸۴).

(زیلیتینکویچ، ۱۹۷۲) و پایداری جو آزاد (پولارد و همکاران، ۱۹۷۳) است. دو مقیاس طولی دیگر L و u_* / N برای شارهای چینه‌بندی شده پایدار غیرچرخان است که اولین بار کیتایی گورودوسکی (۱۹۶۰) و کیتایی گودوروسکی و جوفر (۱۹۸۸) آن را به کار بردند. زیلیتینکویچ و میرانو (۱۹۹۶) به کمک اندازه‌گیری‌های میدانی و شبیه‌سازی‌های پیچیدگی بزرگ ثابت‌ها را برابر $C_{ir} = 1/7$ و $C_{si} = 1/10$ ، $C_i = 20$ ، $C_s = 10$ ، $C_n = 0.5$ در نظر گرفتند. در سال‌های اخیر از این رابطه به دفعات در مدل‌سازی‌های آلودگی هوا استفاده شده است (روبرتسون و همکاران، ۱۹۹۶؛ برنت، ۱۹۹۸؛ لینک ویست، ۱۹۹۹؛ باکلانو، ۱۹۹۹؛ آنکوتین و همکاران، ۱۹۹۹).

با توجه اهمیت این رابطه و کاربرد فراوان آن در مدل‌های آلودگی، در این پژوهش سعی شده است تا کارایی آن در برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه تهران ارزیابی شود. همان‌طور که شکل ۹-ج نشان می‌دهد این رابطه $RMSE = 54$ متر و $R^2 = 0.60$ تولید کرد که از همه روابط گذشته، خطای کمتر و برازش بهتری در برآورد ارتفاع لایه مرزی پایدار را به دست داد.

۴ نتیجه‌گیری

با توجه به اهمیت بررسی آلودگی در شهرها، به‌ویژه در شب، کوشش‌های فراوانی برای برآورد عمق لایه پایدار شبانه در این مناطق شده است. از آنجا که عمق اختلاط از ورودی‌های مدل‌های پخش است، برآورد آن در منطقه شهری اهمیت زیادی دارد. از آن جمله می‌توان به اجرای آزمایش‌های میدانی، مدل‌سازی‌های عددی و پارامتری‌کردن‌های گوناگون اشاره کرد. لازم به ذکر است که اعتبار این روابط گاه در مناطق روستایی نیز با ضرایب همبستگی کوچک همراه بوده است. از این رو انتظار نمی‌رود که کاربرد آنها در منطقه شهری با ضریب

ح- نیواستات (۱۹۸۴) برای ساده‌سازی برآورد ارتفاع لایه پایدار شبانه از رابطه (۷) استفاده کرد که $RMSE = 13/9$ متر، $R^2 = 0.48$ و بایاسی برابر $6/27$ برای منطقه غیر شهری به وجود می‌آورد. کاربرد این رابطه برای ایستگاه مهرآباد $RMSE = 75$ متر و $R^2 = 0.38$ تولید کرد (شکل ۹-الف).

$$h = 28 u_{10}^{3/2} \quad (7)$$

ط- نیواستات (۱۹۸۴) در تحقیق بعدی خود پارامترهای سرعت اصطکاک، پارامتر کریولیس و طول مومین-ابخوف را به کار گرفت.

$$h = 0.4 u_*^2 \left| \frac{f u_*^3}{L} \right|^{-1/2} \quad (8)$$

این رابطه برای منطقه غیرشهری $RMSE = 173$ متر، 0.27 $R^2 =$ و بایاسی برابر $24/4$ تولید می‌کرد. در این تحقیق کاربرد این رابطه در شهر تهران بررسی شد که $RMSE =$ 123 متر را تولید کرد (شکل ۹-د).

(ی) زیلیتینکویچ و میرانو (۱۹۹۶) برای پیش‌یابی لایه پایدار شبانه و با به کار گیری معادله بودجه انرژی جنبشی تلاطمی، رابطه (۹) را با چند محدودیت به دست آوردند. که C_{ir} ، C_{si} ، C_i ، C_s ، C_n ضرایب بی‌بعد و $B_s = (g/\theta) w' \theta'_v = -L/u_*^3$ است.

$$\left(\frac{fh}{C_n u_*} \right)^2 + \frac{h}{C_s L} + \frac{Nh}{C_i u_*} + \frac{h |B_s f|^{1/2}}{C_{si} u_*^2} + \frac{h |Nf|^{1/2}}{C_{ir} u_*} = 1 \quad (9)$$

یکی از نقاط ضعف این رابطه استفاده از پارامتری‌کردن با عدم قطعیت بیشتر برای اتلاف انرژی است. در این رابطه از ۵ مقیاس طولی استفاده شده است. سه تا از آنها مربوط به تاثیر چرخش است که در برگیرنده پارامتر $h \sim u_* / |f|$ برای لایه اکمن خنثی (راسی و مونتکومری، ۱۹۳۵) و در برگیرنده جملات $h \sim u_* / |fN|^{1/2}$ و $h \sim u_*^2 / |fB_s|^{1/2}$ به ترتیب برای لایه‌های اکمن که تحت تاثیر شار شناوری سطحی

همبستگی زیاد همراه باشد، زیرا در منطقه شهری گاه رژیم باد همدیدی، جریانات میان‌مقیاس محلی و منطقه‌ای و توپوگرافی مانند تاثیر سطح و کانوپی شهری، اثر خنثی کننده‌ای دارند. بنابراین صرفاً در نظر گرفتن یک پارامتر نمی‌تواند در برآورد عمق لایه پایدار موثر واقع شود.

بررسی غلظت آلاینده PM₁₀ برحسب عمق لایه پایدار شبانه در تهران نشان داد که با برآورد صحیحی از ارتفاع اختلاط در این شهر، می‌توان با دقت بیشتری به غلظت این آلاینده دست یافت. از این رو در این تحقیق از ۱۰ رابطه برای پارامتری کردن (به کار رفته در مدل‌های پخش) استفاده شد تا اعتبار آنها در این منطقه ارزیابی شود. این روابط تاثیر انواع پارامترها و کمیت‌های هواشناختی با درجات متفاوت را بر ارتفاع لایه پایدار در بر می‌گیرد.

نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که روابط به کار رفته با ضرایب تعیین از ۰/۱ تا ۰/۶ و تولید خطا از ۵۴ تا ۱۲۳ متر می‌تواند عمق لایه پایدار شبانه را برآورد کنند. از بین این ده پارامتری کردن بررسی شده، رابطه عرضه شده زلیتینکوویچ و میرانو (۱۹۹۶) که در بسیاری از مدل‌های پخش کاربرد دارد، در منطقه تهران با ضریب همبستگی ۰/۶ و خطای ۵۱ متر عمق لایه پایدار شبانه را برآورد می‌کرد که از سایر روابط برازش بهتری بر داده‌ها به وجود می‌آورد. دلیل برازش بهتر این رابطه نسبت به سایر روابط را می‌توان چنین بیان کرد که این رابطه در برگرفته چند مقیاس طولی است و اکثر پارامترهای لایه مرزی و کمیت‌های هواشناختی موثر در عمق لایه پایدار را در نظر می‌گیرد. امید است تا با نتایج به دست آمده از این تحقیق بتوان در بهبود مدل‌های پخش برای پیش‌بینی و پیش‌یابی آلاینده‌ها برای شهر تهران گام موثری برداشت.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از موسسه ژئوفیزیک، سازمان هواشناسی و شرکت کنترل کیفیت هوا برای در اختیار

قرار دادن داده‌های مورد نیاز، تشکر فراوان به جا آوریم.

منابع

احمدی گیوی، ف. و ثابت قدم، س.، ۱۳۸۵، بررسی حساسیت مدل میان‌مقیاس MMS در استفاده از طرحواره‌های MRF و Eta-Mellor-Yamada برای برآورد عمق لایه آمیخته جو شهری. مجموعه مقالات ششمین همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، ۱۰۸-۱۱۶.

پگاه‌فر، ن. علی اکبری بیدختی، ع. ع. و زواررضا، پ.، ۱۳۸۶، تاثیر سیکل شبانه‌روزی جریان‌های میان‌مقیاس بر آلودگی هوا در تهران، جلد هفتم کتاب مقابله با سوانح طبیعی، انتشارات قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی.

ثابت‌قدم، س.، ۱۳۸۵، برآورد عمق لایه آمیخته جو شهری (تهران) با استفاده از یک مدل میان‌مقیاس پیش‌بینی عددی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک. خوش‌سیما، م.، علی اکبری بیدختی، ع. ع.، خالصی فرد، ح. ر. و عبدی، ف.، ۱۳۸۵، کاربرد لیدار در تعیین عمق لایه آمیخته جو شهری و تغییرات ذرات آلاینده هوا، اولین همایش تخصصی مهندسی محیط زیست. علی اکبری بیدختی، ع. ع. و بنی‌هاشم، ت.، ۱۳۷۶، لایه آمیخته شهری و آلودگی هوا، نشریه محیط‌شناسی ۲۰، ۵۲-۶۰.

Anquetin, S., Chollet, J. P., Coppalle, A., Mestayer, P. and Sini, J. F., 1999, The urban atmosphere model SUBMESO, Proc. EUROTRAC Symp. '98, P.M. Borrel & P. Borrel eds., WIT Press.

Arya, S. P. S., 1981, Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer, J. Appl. Meteorol., 20, 1192-1202.

Baklanov, A., 1999, Modeling of episodes of atmospheric transport and deposition: hypothetical nuclear accidents in North-West Russia', in Nuclear Risks, Environmental and Development Cooperation in the North of Europe, CERUM, University of Umeå, Sweden, pp. 65-80.

- urban-rural landscape, *Boundary Layer Meteorology*, **98**, 1-31
- Cooper, D. I. and Eichinger, W. E., 1994, Structure of the atmosphere in an urban planetary boundary layer from lidar and radiosonde observations, *Journal of Geophysical Research*, **99**(D11), 22937-22948.
- Fisher, B., Erbrink, J., Finardi, S., Jeannet, Ph., Joffre, S., Morselli, M., Pechinger, U., Seibert, P. and Thomson, D., 1998, Harmonization of the preprocessing of meteorological data for atmospheric dispersion models, COST 710 Final Report Reports, CEC Publication EUR 18195, Luxembourg, 431 pp.
- Hanna, S. R. and Chang, J. C., 1992, Boundary-layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas, *Boundary-Layer Meteorology*, **58**(3), 229-259.
- Joffre, S. M., Kangas, M., Heikinheimo, M. and Kitaigorodskii, S. A., 2001, Variability of the stable and unstable atmospheric boundary layer height and its scales over a boreal forest, *Boundary Layer Meteorol.*, **99**(3), 429-450.
- Kitaigorodskii, S. A., 1960, On the computation of the thickness of the wind-mixing layer in the ocean, *Izv. AN SSSR, Geophys. Ser.*, **3**, 425-431.
- Kitaigorodskii, S. A. and Joffre, S. M., 1988, In search of simple scaling for the heights of the stratified atmospheric boundary layer, *Tellus*, **40A**, 419-443.
- Linqvist, J., 1999, En stokastik partikelmodell i ett icke-metriskt koordinatsystem, FOA Report, FOA NBC-defence, Umeå, Sweden, 46 pp.
- Mahrt, L., 1982, Momentum balance of gravity flows, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2701-2711.
- Mikkelsen, T., Thykier-Nielsen, S., Astrup, P., Santabárbara, J. M., Sørensen, J. H., Rasmussen, A., Robertson, L., Ullerstig, A., Deme, S., Martens, R., Bartzis, J. G., and Päsler-Sauer, J., 1997, MET-RODOS: A comprehensive atmospheric dispersion module, *Radiat. Prot. Dosim*, **73**, 45-56.
- Moriwaki, R., Kanda, M., and Watanabe, T., 2002, Turbulent Transfer Efficiency of Momentum, Heat, Vapor, and CO₂ Measured in the Urban Surface Layer over a Densely Built-up Canopy, 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, American Meteorological Society.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1984, Some aspects of the turbulent stable boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **31**, 1-10.
- Baklanov, A., 2001a, NWP modeling for urban air pollution forecasting: possibilities and shortcomings. DMI Technical Report, 01, 12-19.
- Baklanov, A., 2001b, Parameterization of SBL height in atmospheric pollution models., International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and its Application, ITM-2001, 15-19 October 2001, Louvain-la-Neuve, Belgium, pp, 303-310.
- Baklanov, A. Joffre, S., Kuchin, A., Piringer, M. and Zilitinkevich, S., 2009, The mixing height in urban areas - recent experimental and modelling results, 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held Sept. 28 - Oct. 2, 2009 in Toulouse, France.
- Baklanov, A. and Kuchin, A., 2003, The mixing height in urban areas: comparative study for Copenhagen, Presentation at the EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, April 2003, Atmos. Chem. Phys. (submitted).
- Benkley, C. W. and Schulman, L. L., 1979, Estimating mixing depths from historical meteorological data, *Journal of Applied Meteorology*, **18**, 772-780.
- Berkowicz, R. and Prahm, L. P. 1982, Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1845-1864.
- Berman, S., Ku, J.-Y., Zhang, J. and Rao, S. T., 1997, Uncertainties in estimating the mixing depth: comparing three mixing-depth models with profiler measurements, *Atmospheric Environment*, **31**(18), 3023-3039.
- Bornstein, R. D., 2001, Currently used parameterizations in numerical models, Workshop on Urban Boundary Layer Parameterizations, COST 715, Zürich, May 24-25, 2001.
- Brandt, J., 1998, Modeling transport, dispersion and deposition of passive tracers from accidental releases, Ph.D. Thesis, RISO-NERI, Denmark, 307 pp.
- Britter, R., Hanna, S., 2003, Flow and dispersion in urban areas. *Annu Rev Fluid Mech.*, **35**, 469-496.
- Chen, W., Kuze, H., Uchiyama, A., Suzuki, Y. and Takeuchi, N., 2001, One-year observation of urban mixed layer characteristics at Tsukuba, Tokyo using a micro pulse lidar, *Atmospheric Environment*, **35**, 4273-4280.
- Cleugh, H. A., and Grimmond, C. S. B., 2001, Modeling regional scale surface energy exchanges and CBL growth in heterogeneous,

- Rotach, M. W., Mitev, V. and Vogt, R., 2001, BUBBLE - current status of the experiment and planned investigations/evaluations of the mixing height, COST715 Workshop 'Mixing heights and inversions in urban areas', Meteo-France, Toulouse, **10**, 3-5.
- Scire, J. S., Insley, E. M., Yamartino, R. J. and Fernau, M. E., 1995, A user's guide for the CALMET meteorological model, prepared for USDA Forest service, Sigma Research Corporation Inc., Document 1406, July.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joore, S., Rasmussen, A. and Tercier, P., 1999, Review and inter comparison of operational methods for the determination of the mixing height, *Atmospheric Environment*, **34**, 1001-1027.
- Venkatram, A., 1980, Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations, *Boundary Layer Meteorology*, **19**, 481-485.
- Vickers, D. and Mahrt, L., 2004, Evaluating formulations of stable boundary layer height, *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 1736-1749.
- Zawar-Reza, P., Appelhans, T., Gharaylou, M. and Shamsipour, A., 2008, Mesoscale control for mega city in a semi-arid mountainous environment: Tehran, Iran, 13th Conference on Mountain Meteorology, complete program of The 13th Conference on Mountain Meteorology/17th Conference on Applied Climatology.
- Zawar-Reza, P., Appelhans, T., Gharaylou, M. and Shamsipour, A., 2010, Mesoscale control for mega city in a semi-arid mountainous environment: Tehran, Iran, *International Journal of Environment*, **41**(1/2), 166-183.
- Zilitinkevich, S. S., 1972, On the determination of the height of the Ekman boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **3**, 141-145.
- Zilitinkevich, S. and Mironov, D. V., 1996, A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer, *Bound- Layer Meteor.*, **81**, 325-351.
- Layer Meteorology, **30**, 31-55.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1981, The steady state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: theory compared with Cabauw observations, *Boundary-Layer Meteorology*, **20**, 3-17.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1984, The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2202-2216.
- Olesen, H. R., Løfstrøm, P., Berkowicz, R. and Jensen, A. B., 1992, An improved dispersion model for regulatory use: the OML model. In: van Dop, Han and Kallos, George (eds.), *Air pollution modeling and its application IX*, New York, NY, Plenum Press, p. 29-38.
- Piringer, M. and Joffre, S., (Eds.), 2005, *The urban surface energy budget and mixing height in European cities: data, models and challenges for urban meteorology and air quality. Final report of working group 2 COST-715 action*, ISBN 954-9526-29-1, Demetra Ltd Publishers, Sofia, 239 P.
- Pollard, R. T., Rhines, P. B. and Thompson, R. O. R. Y., 1973, The deepening of the wind-mixed layer, *Geophys. Fluid Dyn.*, **3**, 381-404.
- Railo, M., 1997, Urban episodes, problems and action plans: Paris, Berlin, Helsinki, Turku, IImansuojelu, Magazine of the Finnish Air Pollution Prevention Society, **6**.
- Rasmussen, A., Sørensen, J. H., Nielsen, N. W. and Amstrup, B., 1999, Uncertainty of meteorological parameters from DMI-HIRLAM., Report RODOS (WG2), TN (99)12.
- Robertson, L., Langner, J. and Engardt, M., 1996, MATCH – meso-scale atmospheric transport and chemistry modeling system, Basic transport model description and control experiments with ²²²Rn, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Sweden, 37 pp.
- Rossby, C. G. and Montgomery, R. B., 1935, The layer of frictional influence in wind and ocean currents, *Oceanogr. Meteorol.*, **3**, 1-101.