

# بررسی گرادیان سرعت باد و شدت تلاطم بی‌بعد شده با استفاده از نظریه همانندی مونین-ابخوف در زیرلایه زبری در یک منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران)

نفیسه پگاه‌فر<sup>۱</sup>، عباسعلی علی اکبری بیدختی<sup>۲\*</sup> و پیمان زواررضا<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه جغرافیا دانشگاه کنتربری، نیوزیلند

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۴/۲۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۲/۲۴، دسترسی برخط: ۱۳۹۰/۳/۲۵)

## چکیده

نظریه مونین-ابخوف (۱۹۵۴) از ابتدا تا کنون اساس بسیاری از تحقیقات صورت گرفته در لایه مرزی جو، به‌ویژه لایه سطحی، بوده است. از آنجاکه این نظریه روشی کم‌هزینه برای برآورد شدت تلاطم و شارها که اساس کار مدل‌های پخش است به‌دست می‌دهد، مورد توجه خرد هواشناسان نیز قرار گرفته است. در نتیجه، این نظریه در بسیاری از آزمایش‌های صورت گرفته بر سطوح متفاوت شامل آبها، مناطق روستایی، شهری و جنگلی، بررسی شده است تا صحت و دقت روابط همانندی که با آن پیشنهاد می‌شود، سنجیده شود. از این‌رو در این بررسی سعی شده تا خلاصه‌ای از تحقیقات صورت گرفته برای محاسبه پارامترهای لایه سطحی که در نظریه مونین-ابخوف از آنها استفاده می‌شود، به‌همراه مراحل پیشرفت، تعدیل و تکامل این نظریه از ابتدا تا امروز تهیه شود. در این راستا کاربرد این نظریه در منطقه شهری که دارای توپوگرافی است نیز تحقیق شده، و روابط همانندی با ثابت‌های تجربی برای پارامترهای بی‌بعد گرادیان باد و شدت تلاطم بی‌بعد شده برای هر سه مولفه باد در منطقه شهری تهران و در زیرلایه زبری، محاسبه شده است. برای این منظور از داده‌های سودار موسسه ژئوفیزیک و یک برج ۱۰۰ متری در نزدیکی آن استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که این نظریه با رهیافت مقیاس‌بندی محلی را می‌توان در منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده نیز به کار بست. بزرگ بودن گرادیان بی‌بعد باد و شدت تلاطم بی‌بعد شده در منطقه نسبت به تحقیقات صورت گرفته در سایر مناطق، ضرورت استفاده از ضرایب به‌دست آمده برای بررسی مدل‌های پخش در منطقه تهران را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: نظریه مونین-ابخوف، لایه سطحی منطقه شهری، زیرلایه زبری، گرادیان بی‌بعد شده باد، شدت تلاطم بی‌بعد شده

## A study of non-dimensional wind gradient and turbulent intensity, using the Monin-Obukhov similarity theory in a roughness sub-layer of an urban area with complex topography (Tehran)

Nafiseh Pegahfar<sup>1</sup>, Abbas-Ali Ali-Akbari Bidokhti<sup>1\*</sup>, and Peiman Zawar-Reza<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Department of Geography, College of Science, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand

(Received: 14 July 2010, accepted: 15 March 2011, available online: 15 June 2011)

## Summary

Since, the Monin-Obukhov similarity theory (1954) (MOST) has been investigated in numerous studies, especially for the atmospheric surface layer. This theory provides a low-cost method to estimate non-dimensional turbulence intensity and dimensionless wind gradients that are the bases for the dispersion models. Therefore, this theory has been examined for many surface types, such as water, forest, rural, and urban areas to validate the predicted similarity relations.

Since the similarity relations were often found for neutral stratification, some modifications need to be made in order to make them applicable for the other stability conditions and, hence, some stability correction functions are applied.

The hypothesis of constant surface fluxes with height as a basic assumption of MOST, makes it unpractical for terrains such as forests and urban areas, over which surface fluxes vary horizontally and with regard to height. For these terrains, the local scaling approach was applied to solve this problem. Similarity functions derived using local scaling were examined in numerous experiments and showed good agreement with observational results.

In this paper, the applicability of MOST was studied over an urban area with complex topography (Tehran) and with a rough sublayer as the lowest part of the surface layer. For this, we used data measured by a Sodar (model PA1) located at the Institute of Geophysics of the University of Tehran for the first 8 months of 2007. Sodar measured the speed and direction of wind, standard deviations of three components of the wind, and momentum fluxes. Also, data from a 100 m tower 150 m away from the Sodar position were used. This tower is equipped with four 2D sonic anemometers at 2, 10, 45 and 100 m, which measure the speed and direction of wind and the temperature. To validate Sodar data, the  $u$  and  $v$  components of the wind at 45 m from Sodar were compared with those from the tower at 45 m. The results illustrate good agreement and show similar trends.

The first aim of this research was to determine whether the similarity function can be fitted to the non-dimensional wind gradient and standard deviations of three components of wind. Toward this end, non-dimensional wind gradients and dimensionless turbulent intensities were studied against the stability parameters which were calculated using the local similarity approach. Results show that MOST with the local scaling approach can be applied over this terrain. Therefore, similarity functions for these parameters were calculated.

The second aim of this study was to compare calculated empirical constants for this terrain with that of previous results that were made over various surface types and for different stability conditions. To achieve an accurate comparison, neutral stratifications were also studied.

The results indicate that empirical constants for the non-dimensional wind gradient and turbulent intensities over Tehran and in the rough sub-layer were larger than those of other surface types, including those over flat urban areas. This outcome reveals that the knowledge of the effect of Tehran topography, which may have a great influence on air pollution for this city, may be important.

Different universal similarity functions and large empirical constants imply that applying results from other terrains to predict wind and air pollution over a city as large and heterogeneous as Tehran may lead to significant errors. The estimated constants for the empirical universal similarity functions found in this work appear to be necessary for applications in dispersion studies for Tehran.

**Key words:** Surface layer, roughs sub-layer, Monin-Obukhov theory, standard deviation of wind, non-dimensional wind gradient

## ۱ مقدمه

قابل‌اندازه‌گیری (باد، دما، رطوبت و غلظت انواع آلاینده‌ها) به شناخت بیشتری از انتقال ماده و انرژی و همچنین پارامترسازی آنها دست یابند.

آنچه بررسی و ارزیابی مدل‌های پخش را در شهرها پیچیده می‌کند، وجود گردش گرمایی مستقیم (در مقیاسی کوچک‌تر از حد تفکیک مدل‌ها)، وجود جریان‌های بزرگ مقیاس ضعیف و گرادیان افقی دما بین مرکز و حومه شهر است. با توجه به تاثیر ساختار شهری و گرمایش جزیره‌ای فرض ثابت بودن شارهای تلاطمی با ارتفاع، در بخشی از لایه سطحی شهری نقض می‌شود. بنابراین برای تحقیق در منطقه شهری، لایه سطحی را به دو زیرلایه زبری و لختی تقسیم می‌کنند (شکل ۱). مورویاکی و کاندای (۲۰۰۴) روشن ساختند که در فاصله  $z/z_h = 1/5 - 4$  ارتفاع میانگین ساختمان‌ها و  $z$  ارتفاع اندازه‌گیری است) روابط گرادیان-شار و شدت تلاطم در منطقه شهری به ویژگی‌های منطقه تخت و همگن شبیه است. اکه (۱۹۸۸) زیرلایه زبری را درحکم سقف لایه شهری با عمق ارتفاع میانگین ساختمان‌ها معرفی کرد. برخلاف زیرلایه لختی که جریان‌ها و تلاطم در آن بیشتر در راستای افقی تغییر می‌کنند، در زیرلایه زبری به دلیل وجود عناصر زبری با فواصل نامعین، تلاطم و جریان‌ها در هر سه راستا  $(x,y,z)$  تغییر می‌کنند و ساختار سه‌بعدی دارند. بنابراین، اطلاع از ساختار جریان و تلاطم (با استفاده از داده‌های میدانی) در منطقه شهری برای رسیدن به نتیجه بهینه از مدل‌های پخش، لازم است. در نتیجه لازم است تا ابتدا پارامترهای ناشی از وجود عنصر زبری و پارامترهایی که برای بی‌بعدسازی از آنها استفاده می‌شود و بر نمایه باد و سایر کمیت‌ها تاثیرگذار هستند، شناسایی و تعریف شوند. در لایه سطحی برخی از پارامترها ناشی از عناصر زبری هستند و از عوامل کنترل‌کننده نمایه باد به‌شمار می‌آیند. همچنین برخی دیگر از پارامترها از آن جهت که درحکم مقیاس برای بی‌بعدسازی مورد استفاده قرار می‌گیرند، از اهمیت

لایه سطحی در یک قرن اخیر مورد بررسی و کنکاش بسیاری از هواشناسان قرار گرفته است. در لایه سطحی که اثرات چرخش زمین و شتاب کوریولیس قابل چشم‌پوشی است، شدیدترین تغییرات کمیت‌های هواشناسی با ارتفاع رخ می‌دهد و به‌دنبال آن تبدلات مهم تکانه، گرما و جرم نیز در این لایه صورت می‌گیرد. از آنجا که انتقال ماده و انرژی در جو از راه پخش و فرارفت صورت می‌گیرد و در لایه مرزی پخش به شدت با تلاطم مرتبط است، لذا اطلاع از پارامترسازی تلاطم و شارهای تلاطمی در فضای شهری که تراز آلودگی بیشتر است، اهمیت ویژه‌ای دارد. بنابراین دانشمندان بسیاری آزمایش‌های متنوعی را در شهرهای گوناگون جهان برای بررسی تلاطم در فضای شهری به انجام رسانده‌اند که از آن جمله می‌توان به تحقیقات روتاگ و همکاران (۲۰۰۵) در باسل، گرموند و همکاران (۲۰۰۴) و بریتر (۲۰۰۵) در لندن و آلون و فلاهرتی (۲۰۰۶ و ۲۰۰۷) در منهن اشاره کرد. دانشمندان مدل‌های مبتنی بر روابط همانندی و شامل ثابت‌های به‌دست آمده در مناطق غیرشهری را در منطقه شهری به کار بستند. نتایج نشان می‌دهد از آنجا که سطوح به کار رفته در اجرای مدل‌های میان‌مقیاس و مدل‌های اقلیمی، درحکم اولین تراز، بسیار هموارتر و همگن‌تر از سطوح شهری‌اند، لذا در برخی موارد نتایج حاصل از شبیه‌سازی پارامترهای هواشناسی با این مدل‌ها در مناطق شهری، با واقعیت تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای پیدا می‌کند (هاگی شیمو و تانی موتو، ۲۰۰۵). از جمله دلایلی که منجر به تولید خطا می‌شود می‌توان به فقدان اندازه‌گیری پی‌درپی شارهای تلاطمی، ضرایب پخش، انتقال تلاطم، عمق لایه مرزی در ایستگاه‌های هواشناسی، به‌ویژه در مناطق شهری اشاره کرد. بنابراین هواشناسان برای تعیین این پارامترها (به‌ویژه در شرایط متفاوت پایداری) به‌دنبال روش‌هایی‌اند تا با برقراری رابطه بین این پارامترها و کمیت‌های

می‌رود و براساس  $(w'T')_0$  شار جنبش‌شناختی گرما در سطح و  $g/T$  پارامتر شناوری تعریف می‌شود. این طول عمق زیرلایه دینامیکی، لایه‌ای را که تأثیرات چینه‌بندی در آن قابل صرف‌نظر کردن است معین می‌کند (مونین و یاگلوم، ۱۹۷۵). در  $z < L$  که ویژگی‌های سطح انتقال می‌یابد، اثرات دینامیکی و در  $z > L$  اثرات دمایی غالب هستند. از این پارامتر می‌توان برای تعیین حالت پایداری جو  $\zeta = z/L$  در لایه سطحی نیز استفاده کرد. گرینینگ و همکاران (۲۰۰۷) مقیاس‌بندی  $L_{SL}$  را تا ارتفاع ۵۰ الی ۸۰ متری معتبر دانستند و نتیجه گرفتند که این ارتفاع برحسب شدت پایداری تغییر می‌کند.

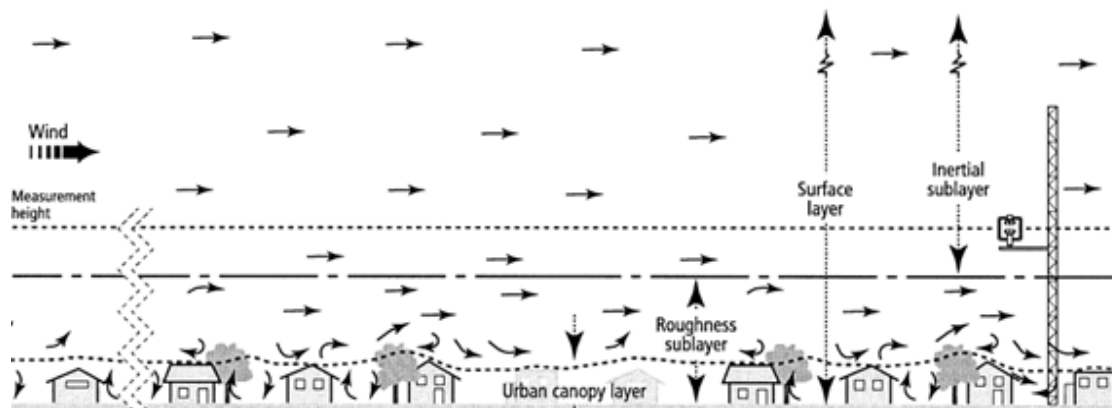
با توجه به اینکه شدت پایداری می‌تواند مقیاس طولی را به‌ویژه در لایه سطحی تحت تأثیر قرار دهد، لازم است تا در شرایط متفاوت پایداری، تابع تصحیح پایداری بر این پارامتر اعمال شود. زیلیتینکوویچ و ایسائو (۲۰۰۲) تأثیر پایداری بر نیم‌رخ باد را تصحیح کردند و آن را به‌صورت  $L_{SL} = L_{SL,N} f_{SL}^{-1}(z/L)$  نشان دادند ( $f_{SL}$  میزان تصحیح پایداری و  $N$  حالت خنثی را نشان می‌دهد). برای مثال تابع تصحیح پایداری را در شرایط ناپایدار چنین تعریف کردند:  $f_{SL} = (1 + az/L)^p$  که  $p$  در بررسی‌های گوناگون دارای مقادیر متفاوتی است.

ویژه‌ای برخوردارند. کاستر-کلین و روتاک (۲۰۰۴) روش‌های برآورد دو پارامتر طول زبری ( $z_0$ ) و سرعت اصطکاکی ( $u_*$ ) را بررسی کردند (جدول ۱). محاسبه طول زبری ( $z_0$ ) همچنان از مشکلات مدل‌سازی محسوب می‌شود. سرعت اصطکاکی  $(u_*^2 = \sqrt{(u'w')^2 + (v'w')^2})$  نیز به‌منزله یک پارامتر مناسب برای مقیاس‌بندی تلاطم و سرعت باد به‌کار می‌رود؛ که در مناطق شهری با افزایش ارتفاع، کاهش می‌یابد (هانا و همکاران، ۲۰۰۷). پارامترهای مقیاس طولی نیم‌رخ باد از دیگر پارامترهای مهم در بررسی ساختار تلاطم و شارها در لایه مرزی است. گرینینگ و همکاران (۲۰۰۷) مقیاس طولی  $l$  برای بررسی لایه مرزی را مرتبط با جمع معکوس سه مقیاس طولی متفاوت معرفی کردند:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{L_{SL}} + \frac{1}{L_{MBL}} + \frac{1}{L_{UBL}} \quad (1)$$

$$L_{SL} = \frac{-u_*^3}{k(g/T)(w'T')_0}$$

که در آن،  $L_{MBL}$  مقیاس طولی در بالای لایه سطحی و  $L_{UBL}$  مقیاس طولی در انتهای لایه مرزی است و از موضوع بررسی صورت پذیرفته در این تحقیق خارج است. پارامتر  $L_{SL} = \frac{-u_*^3}{k(g/T)(w'T')_0}$ ، مقیاس طولی در لایه سطحی است که برای بی‌بعدسازی در نظریه (M-O) به‌کار



شکل ۱. تقسیم‌بندی لایه مرزی در منطقه شهری با عناصر زبری ناهمگن (گریموند و اکه، ۲۰۰۲).

داده‌های آزمایشگاهی سازمان‌دهی شده، به موثرترین روابط همانندی جهانی دست یافت. مونین و ابخوف (۱۹۵۴) نتیجه گرفتند که در لایه سطحی گروه پارامترهای بی‌بُعد شامل گرادیان باد را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\varphi_m(\zeta) = \left(\frac{\kappa z}{u_*}\right) \frac{\partial U}{\partial z}, \varphi_m\left(\frac{z}{L}\right) = a + b \frac{z}{L} \quad (2)$$

از آنجا که هدف این مقاله بررسی نظریه همانندی M-O در منطقه شهری است، بنابراین لازم است تا در مورد این نظریه M-O و کاربرد آن توضیح مختصری داده شود. به کمک نظریه همانندی M-O که براساس تحلیل ابعادی است، می‌توان گروهی از متغیرها را به صورت برخی پارامترهای مشابه بی‌بُعد تعریف کرد و با استفاده از

جدول ۱. بررسی روش‌های برآورد پارامترهای نیم‌رخ باد میانگین، سرعت اصطکاکی، طول زبری (کاستر کلین و روتا، ۲۰۰۴).

پارامتر	نماد	داده‌ها	روش برآورد	رابطه
سرعت اصطکاکی ( $u_*$ )	$u_{*p}$	نیم‌رخ های باد میانگین	برازش حداقل مربعات داده های نیم‌رخ باد. مقادیر $d_{0m}$ به منزله پارامتر ورودی برای ارتفاع جابه‌جایی در نظر گرفته می‌شود و ضرایب رگرسیون $z_0$ و $d_{0i}$ را نتیجه می‌دهد.	$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z-d_0}{z_0}\right)$
	$u_{*r}$	باد میانگین در یک تراز مرجع	طول زبری $z_0$ و ارتفاع جابه‌جایی $d_0$ با روش مورفومتریک برآورد زده و $z_0$ محاسبه می‌شود.	$u_{*r} = \kappa u_{ref} / \ln(z_{ref} - d_{0n} / z_{0n})$
	$u_{fm}$	نیم‌رخ تنش چینشی تلاطمی	بیشینه مقدار اندازه‌گیری شده	
	$u_{f*}$		مقدار اندازه‌گیری شده در بالای زیرلایه زبری.	
	$u_{f\ell}$		مقدار محلی و وابسته به ارتفاع	
	$u_s$		مقدار پیک نیم‌رخ پارامتره شده	
	$u_{s\ell}$	نیم‌رخ پارامتره شده	مقدار محلی وابسته به ارتفاع که از نیم‌رخ پارامتره شده به دست می‌آید.	
طول زبری ( $z_0$ )	$z_{0p}$	نیم‌رخ های باد میانگین	برازش حداقل مربعات داده های باد بر رابطه، با $d_{0m}$ درحکم ورودی برای ارتفاع جابه‌جایی و ضرایب رگرسیون $z_0$ و $u_*$ را نتیجه می‌دهد.	$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z-d_0}{z_0}\right)$
	$z_{0i}$		ارتباط میانگین بین $z_0$ و $z_s - d_s$ که براساس برازش قانون لگاریتمی برآورده شده	$z_{0i} \approx 0.12(z_s - d_{0i}) = 0.072(z_s - d_s)$
	$z_{0n}$	اطلاعات مورفومتریک	براساس روش مورفومتریک در کاستر کلین و روتا (۲۰۰۴)	$z_{0n} / \bar{H} \approx 0.072 \lambda_p [\exp\{-2.2\}(\lambda_p - 1) - 1]$

فراوان تلاطم براساس انحراف معیار مولفه‌های باد ثابت‌های تجربی و  $L$  طول مونین-ابخوف است. با توجه به تفاوت تابع تصحیح پایداری در چینه‌بندی‌های گوناگون توابع جهانی نیز برحسب شرایط پایداری تغییر می‌کند. چنگ و بروتزارت (۲۰۰۵) دلیل تفاوت توابع جهانی بین شرایط پایدار و ناپایدار را، شارهای تلاطمی معرفی کردند که در شرایط همرفتی بسیار بیشتر از حالت پایدار است. در شرایط پایدار، به‌ویژه هنگامی که سرعت باد کم و چینه‌بندی قوی حاکم بود، نتیجه مناسبی از این نظریه به‌دست نیامد (شاران و همکاران، ۲۰۰۳). سوگیتا و بروتزارت (۱۹۹۲) روشن ساختند که در شرایط ناپایدار و خنثی، بین مشاهدات و نتایج توابع همانندی M-O همخوانی خوبی وجود دارد اما با افزایش پایداری، انحراف از رابطه لگاریتمی افزایش می‌یابد. نتیجه برخی تحقیقات در شکل ۲-الف نشان داده شده است. لازم به ذکر است که محدوده اعتبار توابع خطی را وجوه فیزیکی اختلاط تلاطمی مشخص می‌کند. چنگ و بروتزارت (۲۰۰۵) روشن ساختند که رفتار گرادیان‌های بی‌بُعد تا  $0.8 < \zeta$  خطی است و در پایداری‌های بیشتر مقدار ثابتی پیدا می‌کند.

یکی از مشکلات بسیار جدی در استفاده از نظریه مونین-ابخوف، استفاده در شهرها به‌ویژه در زیرلایه زبری است. همان‌طور که جدول ۳ نشان می‌دهد در منطقه زیرلایه لختی روابط همانندی M-O در مناطق شهری نیز قابل استفاده است  $(\varphi_{M,H}^{-1} / \varphi_{M,H}^{-1}(\text{semi-empirical}) / \gamma_{M,H}^{-1}(\text{roughness}))$  و ارتفاع ساختمان‌ها است. در صورتی که در مورد زیرلایه زبری این روابط به‌خوبی زیرلایه لختی برقرار نیستند (گرت، ۱۹۹۲). با نقض فرض ثابت بودن شارها در چنین سطوحی دیگر نظریه M-O در این مناطق از دقت کافی برخوردار نیست، لذا برای تحقیق در این سطوح، رهیافت مقیاس‌بندی محلی مطرح می‌شود. هوگستروم و همکاران (۱۹۸۲) برای بررسی کمیت‌های تلاطمی، نظریه مقیاس‌بندی محلی را پیشنهاد کرد.

با جای‌گذاری  $u_{*\ell}$  (مقدار محلی) به‌جای  $u_*$  و  $(w'T')_{\ell}$  به‌جای  $(w'T')_0$  می‌توان به مقیاس‌بندی محلی دست یافت.

$$\Lambda = -u_{*\ell}^3 (\bar{T})_{\ell} / kg (\overline{w'T'})_{\ell} \quad (۴)$$

کاندا و همکاران (۲۰۰۴) برای بررسی ویژگی‌های تلاطم، از مقیاس‌بندی محلی استفاده کردند و دریافتند که به کمک نظریه همانندی با مقیاس‌بندی محلی می‌توان شدت تلاطم را در سطوح گوناگون با دقت بیشتری پیش‌بینی کرد.

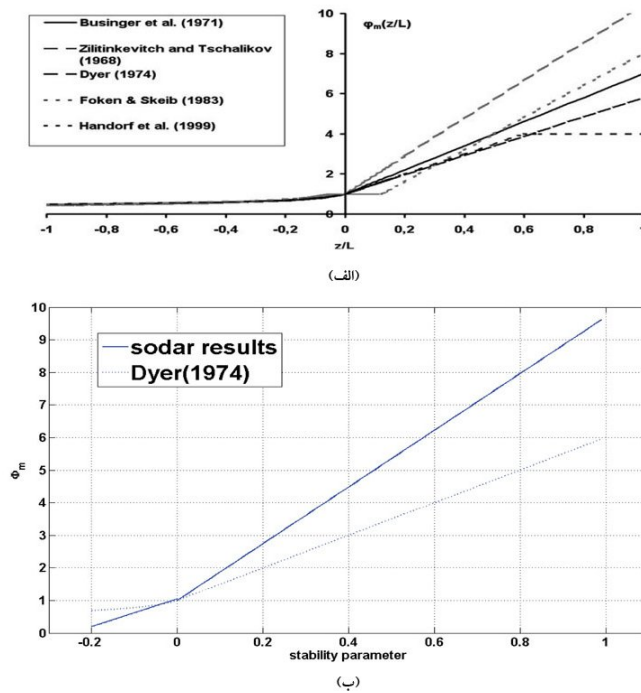
که در آن،  $k$  ثابت فون کارمن و برابر  $0.4$  و  $a$  و  $b$  و  $c$  ثابت‌های تجربی و  $L$  طول مونین-ابخوف است. با توجه به تفاوت تابع تصحیح پایداری در چینه‌بندی‌های گوناگون توابع جهانی نیز برحسب شرایط پایداری تغییر می‌کند. چنگ و بروتزارت (۲۰۰۵) دلیل تفاوت توابع جهانی بین شرایط پایدار و ناپایدار را، شارهای تلاطمی معرفی کردند که در شرایط همرفتی بسیار بیشتر از حالت پایدار است. در شرایط پایدار، به‌ویژه هنگامی که سرعت باد کم و چینه‌بندی قوی حاکم بود، نتیجه مناسبی از این نظریه به‌دست نیامد (شاران و همکاران، ۲۰۰۳). سوگیتا و بروتزارت (۱۹۹۲) روشن ساختند که در شرایط ناپایدار و خنثی، بین مشاهدات و نتایج توابع همانندی M-O همخوانی خوبی وجود دارد اما با افزایش پایداری، انحراف از رابطه لگاریتمی افزایش می‌یابد. نتیجه برخی تحقیقات در شکل ۲-الف نشان داده شده است. لازم به ذکر است که محدوده اعتبار توابع خطی را وجوه فیزیکی اختلاط تلاطمی مشخص می‌کند. چنگ و بروتزارت (۲۰۰۵) روشن ساختند که رفتار گرادیان‌های بی‌بُعد تا  $0.8 < \zeta$  خطی است و در پایداری‌های بیشتر مقدار ثابتی پیدا می‌کند.

اگرچه نظریه همانندی M-O سازوکار انتقال تلاطم را نشان نمی‌دهد، اما یکی از مزایای آن باز کردن راهی برای بررسی شارها است. لازم به ذکر است که از دیگر مزایای نظریه همانندی M-O تعیین ضرایب پخش پیچکی تکانه  $(K_m)$  و ضریب مقاومت آیرودینامیکی  $(C_D)$  به کمک برآورد شارها است.

$$\frac{K_m}{kzu_*} = \frac{1}{\phi_m(\zeta)}, \quad (۳)$$

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad \overline{u'w'} = C_D u^2$$

از دیگر کاربردهای نظریه M-O ایجاد رابطه بین شدت تلاطم و پارامترهای هواشناختی است، زیرا کاربرد



شکل ۲. توابع جهانی عرضه شده در تحقیقات گوناگون، (الف) براساس تعدیلات صورت گرفته بر روابط هوگستروم (۱۹۸۸) در تحقیقات بوزینگر و همکاران (۱۹۷۱)، زیلیتینکویچ و تی شالیکو (۱۹۶۸)، دایر (۱۹۷۴)، فوکن و اسکیب (۱۹۸۳) و هندروف همکاران (۱۹۹۹) و (ب) نتایج حاصل از سودار در منطقه شهری تهران.

## ۲ داده‌ها و منطقه مورد بررسی

این تحقیق در یک نقطه از شهر تهران صورت گرفته است که توپوگرافی آن بر اقلیم‌شناسی باد و پارامترهای تلاطمی تاثیر بسزایی دارد (شکل ۳). داده‌های به کاررفته در این بررسی از دستگاه سودار PA1 و بادسنج صوتی واقع در ایستگاه موسسه ژئوفیزیک تهیه شده است. دستگاه سودار کمیت‌های سمت و سرعت باد، انحراف معیار و شار تکانه برای هر سه مولفه باد را از ارتفاع ۱۵ تا ۵۸۵ متر با تفکیک قائم ۳۰ متری، با بازه زمانی ۱۵ دقیقه و در یک راستا اندازه می‌گیرد. همچنین داده‌های اندازه‌گیری و کنترل کیفی شده از ۴ بادسنج صوتی واقع در ۲، ۱۰، ۴۵ و ۱۰۰ متری برج نزدیک ایستگاه موسسه ژئوفیزیک نیز استفاده شده است. بازه زمانی این داده‌ها ۵ دقیقه است. برای راستی‌آزمایی داده‌های دستگاه سودار از داده‌های برج در

هدف این مقاله در مرحله اول ارزیابی این نظریه با رهیافت مقیاس‌بندی محلی در فضای شهری دارای توپوگرافی (منطقه تهران) و در زیرلایه زبری، و در ادامه به دست آوردن روابط همانندی جهانی و ثابت‌های تجربی برای گرادیان بی‌بعد باد و شدت تلاطم در هر سه راستا و در شرایط متفاوت پایداری است. در ادامه داده‌ها و منطقه مورد بررسی توضیح داده می‌شود. (بخش ۲). در بخش ۳ نتایج پارامترسازی برای پارامترهای بی‌بعد گرادیان سرعت باد و شدت تلاطم و همچنین توابع جهانی محاسبه شده برای آنها در فضای شهری با توپوگرافی پیچیده عرضه خواهد شد و در ادامه نتیجه توابع همانندی محاسبه شده در یک منطقه شهری دارای توپوگرافی با نتایج حاصل از سایر تحقیقات صورت گرفته روی سطوح گوناگون مقایسه می‌شود.

بررسی ۸ ماه اول سال ۲۰۰۷ انتخاب شد. به جهت انتخاب شرایط هوای خوب، بدون ابر و سرعت پایین باد از بین داده‌های در دسترس زمان‌هایی که سرعت باد در ۱۰ متری  $u \leq 1.5 \text{ m/s}$  بود مورد بررسی قرار گرفت تا شرایط ایدئال برای تاثیر بادهای محلی، لحاظ شده باشد. از طرفی برای انتخاب شرایط مانا از بین مجموعه داده‌ها از روش اوینت و همکاران (۱۹۹۹) استفاده شده است. طبق معیار اوینت و همکاران (۱۹۹۹) برای برقراری شرط مانایی برای متغیر  $A$  (شار یک کمیت است). باید متوسط ۶ میانگین ۵ دقیقه‌ای از ۶۰٪ میانگین ۳۰ دقیقه‌ای کمتر باشد. در چنین شرایطی متغیر  $A$  مانا است.

$$\frac{\sum_{i=1}^6 (\overline{A}_5)_i}{6} < 60\% \frac{\sum_{j=1}^{30} A_j}{30} \quad (5)$$

یک دوره ۵ ماهه (۵ ماه ابتدای سال ۲۰۰۷) استفاده شد. در این راستی‌آزمایی از مولفه‌های افقی باد  $(u, v)$  در ارتفاعات ۴۵ و ۱۰۰ متری استفاده شد. مقایسه شدت این دو مولفه از داده‌های کنترل کیفی شده برج با مقادیر اندازه‌گیری شده با دستگاه سودار نشان می‌دهد که در آنها روند مشابهی وجود دارد که نشانه سازگاری بین داده‌های اندازه‌گیری شده با دستگاه سودار و داده‌های کنترل کیفی شده برج است.

از آنجاکه برای تعیین شرایط پایدار، ناپایدار و خنثی نیاز به نمایه باد است و با توجه به اینکه داده‌های اندازه‌گیری شده در برج به ۴ تراز اندازه‌گیری دما مجهز است، لذا برحسب داده‌های در دسترس برج، دوره مورد

جدول ۲. انحراف استاندارد نرمال شده مولفه‌های باد در پایداری خنثی در سطوح ناهمگن.

مرجع	$\frac{\sigma_w}{u_*}$	$\frac{\sigma_v}{u_*}$	$\frac{\sigma_u}{u_*}$
مونین و یالگوم (۱۹۷۵)	۱/۲۵	۲/۳۰	۱/۷۰
مری و پانوفسکی (۱۹۷۶)	۱/۳۰	-	-
پانوفسکی و دوتون (۱۹۸۴)	$1/25 \pm 0.03$	$2/39 \pm 0.03$	$1/92 \pm 0.05$
کادار و یالگوم (۱۹۹۰)	۱/۲۵	۲/۷۰	۲/۵۰
هوگستروم و همکاران (۱۹۸۲)	-	$2/78 \pm 0.25$	$2/44 \pm 0.40$
بلجارتز و هولتسلگ (۱۹۹۱)		۲/۹	۲/۲
آندریاس و همکاران (۱۹۹۸)	۱/۲۰	۲/۵۵	-
پالو و همکاران (۲۰۰۱)	۱/۱۰	۲/۳۰	۲/۰۰
کریشان و کنهی کریشان (۲۰۰۲)	۱/۳۷	$2/32 \pm 0.39$	$2/29 \pm 0.22$
مورائس و همکاران (۲۰۰۵)	۱/۲۰	۲/۴۰	۲/۲۰
هانا و همکاران (۲۰۰۷)	۱/۱	۲/۴	۱/۶
مارکوئز و همکاران (۲۰۰۸)	$1/33 \pm 0.02$	$2/21 \pm 0.03$	$1/76 \pm 0.03$



جدول ۳. نسبت گرادیان بی‌بعد باد و دما در منطقه ناهموار به مقادیر نیمه‌تجربی.

محقق	نوع سطح	$z_h (m)$	$z / z_h$	$z / z_0$	$\gamma_M$	$\gamma_H$
موریواکی و کائدا (۲۰۰۴)	مسکونی	۷/۳	۳/۴	۲۳	۰/۹۵±۰/۱۸	۱/۱۰ + ۰/۵۵
			۳/۱	۲۱	۰/۹۵±۰/۱۸	۱/۱۰ + ۰/۵۵
			۲/۹	۲۰	۱/۰۵±۰/۱۶	۰/۹۸ = ۰/۲۸
			۲/۶	۱۹	۱/۰۵±۰/۱۶	۰/۹۸ = ۰/۲۸
			۲/۴	۱۶	۱/۱۸±۰/۲۳	۰/۹۲±۰/۲۷
			۲/۳	۱۵	۱/۱۸±۰/۲۳	۰/۹۲±۰/۲۷
روتاک (۱۹۹۳)	شهر	۱۸/۳	۱/۵۵	-	۱/۲	۱
			۱/۲۷	-	-	۵
گرت (۱۹۷۸)	جنگل	۸	۴/۲۵	۸۵	۰/۹	۱/۰
			۲/۶۵	۵۳	۱/۵	۱/۰
			۱/۶۵	۳۳	۱/۷۰	۱/۹
			۱	۲۰	۱/۷۲	۱/۶۵
روپک (۱۹۷۹)	جنگل کاج	۱۶/۶	۱/۲۳	-	۱/۱	۲/۵
هوگستروم و همکاران (۱۹۸۹)		۲۰	۲/۴	-	۰/۸۲	۰/۸۱
			۱/۸۵	-	۱	۱/۳
			۱/۴۳	-	۱/۳	۲/۲
			۱/۱۵	-	۲/۵	۳/۳
فازو و شورتن فگر (۱۹۸۹)	بوته زار	۲/۳	۴/۹۷	۲۶	۰/۸۶	۰/۷۳
			۳/۴۷	۱۸	۱/۱۰	۱/۳۰
			۲/۲۳	۱۲	۱/۵۰	۱/۴۶
			۱/۴۷	۸	۱/۶۵	۲/۵۰

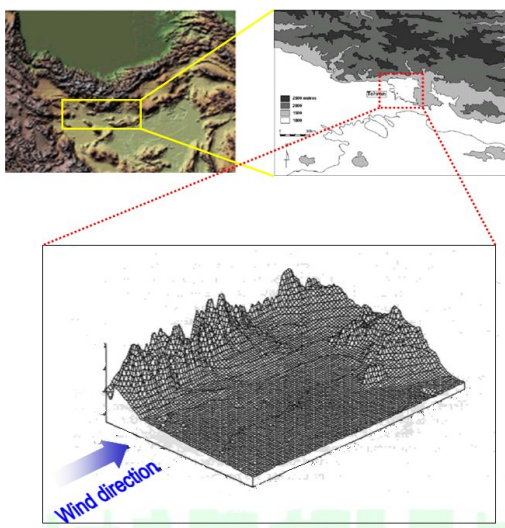
### ۳ نتایج و بحث

برای تحقیق در کاربردی بودن نظریه مونین-ابخوف در یک منطقه، ابتدا باید ثابت بودن شارها با ارتفاع بررسی شود. هیزن و همکاران (۲۰۰۶) برای بررسی ثابت بودن شارها از نسبت شارها در دو ارتفاع متفاوت ( storage term) استفاده کردند. چنانچه مقدار این نسبت برابر ثابت ۱ باشد می توان از نظریه مونین-ابخوف در منطقه استفاده کرد. درغیراین صورت باید رهیافت مقیاس بندی محلی را به کار بست. موریواکی و کاندا (۲۰۰۴) نسبت شارها را برای شهر توکیو و در شرایط ناپایدار برابر ۱ به دست آوردند. پارامتر ذخیره ای در ایستگاه مورد بررسی براساس نسبت میانگین ۳۰ دقیقه ای شار دما در ارتفاع ۷۰ متری به میانگین ۳۰ دقیقه ای شار دما در ارتفاع ۶ متری محاسبه شد. شکل های ۴ و ۵ نشان می دهند که این پارامتر برای منطقه مورد بررسی ثابت نیست و برحسب شرایط متفاوت پایداری تغییر می کند. ازاین رو، در این تحقیق برای بررسی کمیت های بی بُعد از قبیل گرادیان های سرعت، شدت تلاطم و به دست آوردن روابط همانندی، از رهیافت مقیاس بندی محلی استفاده شده است.

در دوره مورد بررسی، پارامتر پایداری محاسبه شده برای این ایستگاه از منفی ۱ تا ۱ تغییر کرده که با انتخاب دسته بندی زیر برای معرفی چینه بندی های گوناگون:

- ناپایدار:  $(z/L) < -0.05$
- خنثی:  $-0.05 < (z/L) < 0.05$
- پایدار:  $0.05 < (z/L)$

۲۰/۷۷٪ داده ها در چینه بندی خنثی، ۲۰/۵۷٪ در چینه بندی ناپایدار و ۲/۲۳٪ در چینه بندی پایدار قرار داشت. فراوانی محاسبه شده برای طول مونین ابخوف نیز روشن ساخت که بیشترین فراوانی در شرایط پایدار به دسته  $500 < L < 200$  و در شرایط ناپایدار به دسته  $L < -500$  تعلق دارد. برای محاسبه طول زبری از رابطه لگاریتمی سرعت باد  $(u_z/k) \ln((z-z_d)/z_0)$ ،  $z_d$  جابه جایی تراز صفر) و داده های سودار استفاده شده است. مقدار محاسبه شده برای  $z_0 + z_d$  از ۱۰ متر در زاویه های ۰ تا ۹۰ درجه تا ۵ متر در زاویه ۲۱۰ درجه تغییر می کند. ازاین رو به راحتی می توان ناهمگنی منطقه و تاثیر آن بر الگوی باد و ساختار تلاطم را متوجه شد.



شکل ۳. نمای توپوگرافی شهر تهران تهیه شده از داده های GIS.

۱-۳ گرادیان قائم بی‌بعد باد

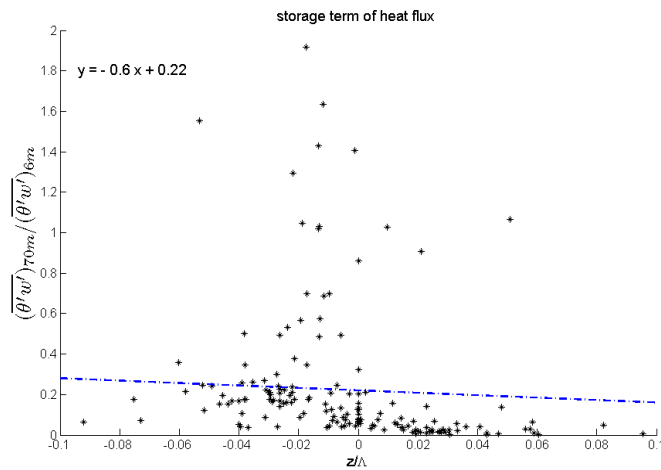
با به کارگیری مقیاس‌بندی محلی گرادیان های بی‌بعد را به صورت زیر می‌توان نوشت:

$$\varphi_m = \left( k(z-d) / u_* \right) (\partial u / \partial z) = \overline{u'w'} / K_m \quad (۶)$$

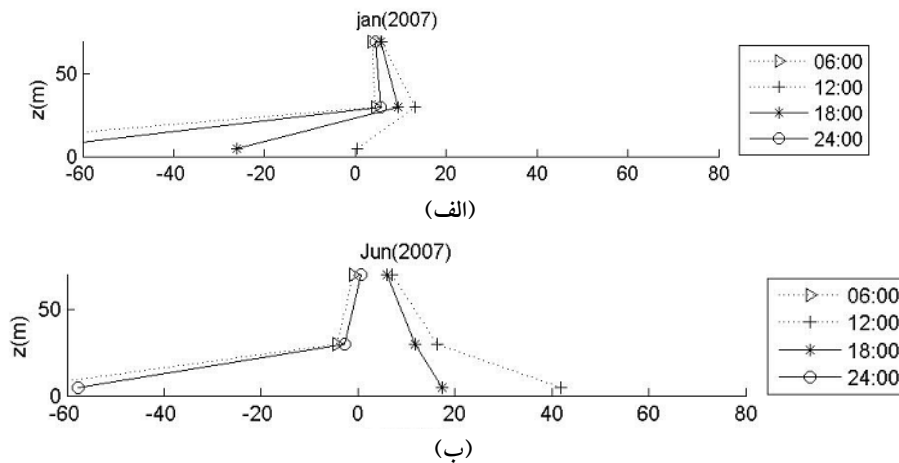
$$\varphi_m = a(1+b(z-d) / \Lambda)^p \quad (۷)$$

که  $a$ ،  $b$  و  $p$  ثابت‌های تجربی،  $d$  جابه‌جایی تراز صفر و  $K_m$  ضریب پخش پیچکی هستند. زیلیتینکوویچ و ایسائو

(۲۰۰۷) روشن ساختند که برای سازگاری با رابطه (۷) باید  $\varphi_m$  در شرایط خنثی برابر مقدار ثابت ۰/۱ باشد. مقادیر  $a$ ،  $b$  و  $p$  به دست آمده از این تحقیق در منطقه تهران و چند تحقیق صورت گرفته در سطوح متفاوت دیگر (زو و همکاران، ۱۹۹۷) از یک برج ۱۶۴ متری واقع در شهر نانجینگ چین، آل جیوری و همکاران (۲۰۰۰) از برج ۳۲۵ متری در شهر پکن، دایر (۱۹۷۴) در کانزاس و مارت (۲۰۰۷) در منطقه دره پارک شمالی در شمال غرب کلرادو) در جدول ۴ نشان داده شده است.



شکل ۴. تغییر پارامتر ذخیره‌ای (نسبت شارهای دما در دو ارتفاع ۶ و ۷۰ متر) برحسب پارامتر پایداری در یک نقطه شهر تهران.



شکل ۵. تغییرات شار گرما با ارتفاع در دو ماه (الف) ژانویه و (ب) ژوئن ۲۰۰۷ برای ایستگاه ژئوفیزیک (محور افقی شار دما  $(w'\theta')$  با واحد  $w/m^2$ ).

منطقه برای مولفه  $u$  برابر  $۳ \text{ m}^2/\text{s}$  و برای مولفه  $v$  برابر  $۶ \text{ m}^2/\text{s}$  به دست آمد که نسبت به نتایج به دست آمده از سایر تحقیقات صورت گرفته در سطوح تخت و همگن (برای مثال استال (۱۹۸۸) ثابت  $۵ \text{ m}^2/\text{s}$  را برای آزمایش وانگارا معرفی کرد) بسیار کمتر است.

### ۲-۳ شدت تلاطم

شدت تلاطم به صورت انحراف معیار زمانی مولفه‌های باد بیان می‌شود:

$$\begin{aligned} \varphi_u &= \frac{\sigma_u}{u_{*i}}, & (\sigma_u &= \sqrt{u'^2}); \\ \varphi_v &= \frac{\sigma_v}{u_{*i}}, & (\sigma_v &= \sqrt{v'^2}); \\ \varphi_w &= \frac{\sigma_w}{u_{*i}}, & (\sigma_w &= \sqrt{w'^2}) \end{aligned} \quad (۸)$$

در تحقیقات اخیر که شامل نیوستات (۱۹۸۴) و زو و همکاران (۱۹۹۷) می‌شود، در منطقه شهری برای به دست آوردن روابط همانندی برای شدت تلاطم نیز از مقیاس‌بندی محلی استفاده شده است:

$$\varphi_i(z/\Lambda) = (\sigma_i / u_{*i}) = a_i (1 + b_i(z/\Lambda))^c \quad (۹)$$

$i = u, v, w$

در این رابطه  $a$ ،  $b$  و  $c$  ثابت‌های تجربی هستند. همان‌طور که شکل ۶ نشان می‌دهد شدت تلاطم محاسبه شده در ایستگاه ژئوفیزیک در هر سه راستا دارای تغییرات ماهانه و ساعتی است. با توجه به بزرگ بودن غلظت آلاینده‌ها در شهر تهران و وابسته بودن مدل‌های پخش به شدت تلاطم سعی شد تا روابط همانندی برای این پارامترها نیز محاسبه شود. ثابت نبودن نسبت شارها در دو ارتفاع متفاوت ایجاب می‌کرد که روابط همانندی شدت تلاطم نیز با به کارگیری مقیاس‌بندی محلی بررسی شود. وابستگی شدت تلاطم به پارامتر پایداری را محققان دیگری نیز در طوح متفاوت بررسی کرده‌اند که نتایج آنان به همراه نتیجه این تحقیق در جدول ۵ نشان داده شده است.

مقدار  $\varphi_m$  در شرایط ناپایدار در منطقه تهران بیش از تحقیقات صورت گرفته در سایر مناطق است.  $\varphi_m$  به شدت با افزایش ناپایداری کاهش می‌یابد (شکل ۲-ب). کاهش  $\varphi_m$  در  $z/\Lambda < -0.01$  به دلیل حساسیت تابع به مقدار  $b$  است. زیلیتینکوویچ و ایسائو (۲۰۰۷) دریافتند که در شرایط همرفت آزاد، اثرات شناوری در مقیاس‌بندی باید مورد توجه قرار گیرد. از آنجا که محدوده پایداری در این بررسی (۱، -۱) بود و ناپایداری‌های شدید رخ نداد، لذا جایز نیست که نتیجه به دست آمده را به ناپایداری‌های بیشتر که خود نیاز به تحقیق جداگانه‌ای دارد تعمیم داد. جدول ۴ نشان می‌دهد که در این تحقیق نیز توان (۱) برای گرادیان بی‌بُعد باد به دست آمده است که از مقدار مربوط به تحقیقات پیشین به مراتب بیشتر است (دایر (۱۹۷۴)، بوزینگر و همکاران (۱۹۷۱)، زو و همکاران (۱۹۹۷) و آل جیوری (۲۰۰۱) و آل جیوری و همکاران (۲۰۰۰) توان (۰/۳۳) و دی بروین (۱۹۹۹) توان (۰/۱۶) را به دست آورده‌اند).

رفتار تابع  $\varphi_m$  در شرایط پایدار نیز مشابه با یافته‌های دیگران است. با برازش یک منحنی خطی بر داده‌های  $\varphi_m$  مقدار به دست آمده برای ثابت‌های  $a$  و  $p$  یک است که با نتایج سایر تحقیقات همخوانی دارد، اما ثابت  $b = ۸/۷۴$  به نتیجه مارت (۲۰۰۷) که در منطقه شهری صورت گرفته است، نزدیک‌تر است. در شرایط پایدار  $0.01 < \zeta$  رفتار  $\varphi_m$  همخوانی خوبی با سایر تحقیقات دارد اما با افزایش پایداری، نتایج متفاوت می‌شود. بررسی‌های صورت گرفته در این مقاله روشن می‌سازد که در ایستگاه مورد بررسی واقع در منطقه شهری تهران مقدار  $\varphi_m$  در چینه‌بندی پایدار بیش از مقادیر به دست آمده در سایر سطوح است. این تفاوت ممکن است به دلیل ویژگی‌های متفاوت این منطقه باشد. برای مثال، می‌توان به ضرایب پخش پیچکی در این منطقه اشاره کرد که میزان انتقال و پخش انرژی را نشان می‌دهد. ضرایب محاسبه شده در این

با اعمال روش حداقل مربعات ثابت‌های به‌دست آمده از روابط همانندی برای انحراف معیار مولفه  $u$  در چینه‌بندی ناپایدار برابر  $a = ۲/۴۴$ ،  $b = ۹/۴۹$  و  $c = ۰/۳۳$  و در چینه‌بندی پایدار برابر  $a = ۲/۷۰$ ،  $b = ۷/۷۱$  و  $c = ۰/۳۳$  است. ضرایب به‌دست آمده از مقادیری که در تحقیقات قبلی صورت گرفته بیشتر است.

برای مقایسه دقیق‌تر میزان  $\frac{\sigma_u}{u_{*1}}$  در شرایط خنثی نیز محاسبه شده است که برابر  $۲/۶۵$  و به نتایج کادر و یا گلوم (۱۹۹۰) نزدیک است.

جدول ۴. ثابت‌های تجربی در رابطه ۶ و ۷.

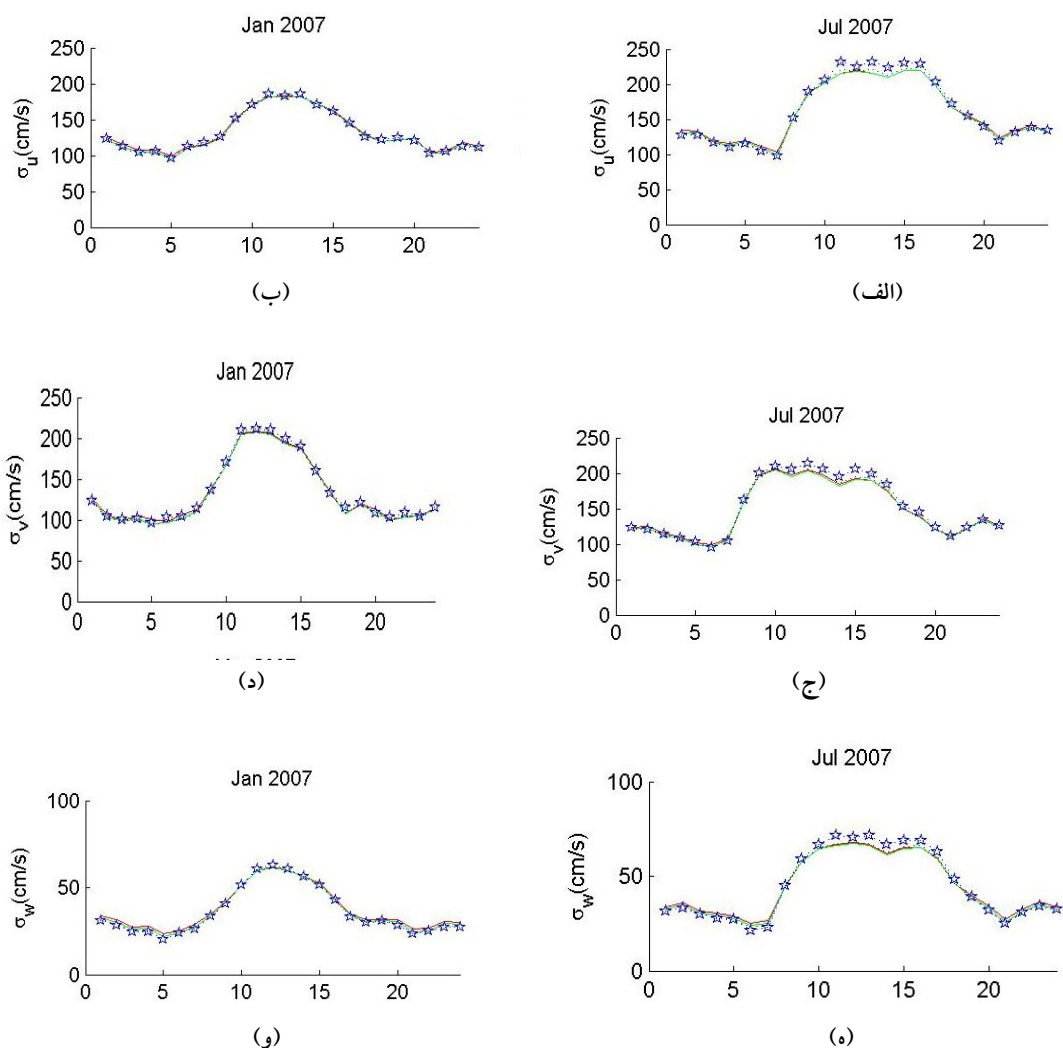
$\Phi_m$						
$-z/\Lambda > 0$			$z/\Lambda > 0$			
p	b	a	p	b	a	ثابت‌های تجربی
۱	۸/۷۴	۰/۹۶	۱	۸/۷۴	۱	نتایج این تحقیق
-۰/۲۵	۱۴/۵	۱	۱	۲/۵	۱	آل-جیبوری (۲۰۰۱)
-۰/۲۵	۱۶/۰	۱	۱	۵/۰	۱	دایر (۱۹۷۴)
-۰/۲۵	۱۵/۰	۱	۱	۳/۰	۱	زو و همکاران (۱۹۹۷)
-	-		۱	۷	۱	مارت (۲۰۰۷)

جدول ۵. مقادیر تجربی ثابت‌های  $b, a$  برای رابطه ۸ و ۹ با  $c = ۱$ .

نتایج این تحقیق		هو و ژانگ (۱۹۹۳)		زو (۱۹۹۷)		آل جیبوری (۲۰۰۱)		پارامترهای تلاطمی	$z/\Lambda$
$a_i$	$b_i$	$a_i$	$b_i$	$a_i$	$b_i$	$a_i$	$b_i$		
۲/۴۴	۹/۴۴	-	-	۲/۳۰	۲/۰۱	۱/۷۵	۱/۸۰	$\sigma_u/u_{*1}$	$-z/\Lambda > 0$
۲/۳۷	۱۰/۶۹	-	-	۲/۱۰	۱/۷۷	۱/۶	۲/۱۰	$\sigma_v/u_{*1}$	
۱/۲۶	۱۱/۹	۱/۲۲	۲/۰۰	۱/۳۵	۱/۳۰	۱/۲۲	۱/۰۵	$\sigma_w/u_{*1}$	
۲/۷۰	۷/۷۱	-	-	۲/۳۹	۲/۰۱	۱/۷۶	۱/۳۹	$\sigma_u/u_{*1}$	$z/\Lambda > 0$
۲/۶۰	۸/۴۸	-	-	۲/۱۰	۱/۴۲	۱/۶۰	۱/۹۶	$\sigma_v/u_{*1}$	
۱/۲۹	۱۵	۱/۲۲	۱/۰۰	۱/۳۵	۱/۳۰	۱/۲۲	۱/۰۵	$\sigma_w/u_{*1}$	

نتایج روشن می‌سازد که شدت تلاطم در زیرلایه زبری و در منطقه شهری تهران که در یک دره واقع شده است از آنچه دیگران در سایر مناطق به‌دست آورده‌اند بیشتر است (برای مثال زو و همکاران (۱۹۹۷)، هو و ژانگ (۱۹۹۳) در شهر تسوکوبای ژاپن: دایر (۱۹۷۴) در منطقه کانزاس، پالو و همکاران (۲۰۰۱) در کلورادو و هانا و همکاران (۲۰۰۷) در شهر منهتن).

انحراف معیار نرمال شده برای مولفه  $v$  در پایداری ( $0/01$  تا  $-0/01$ ) ثابت بود. با برازش منحنی به روش حداقل مربعات، رابطه همانندی برای این پارامتر نیز محاسبه شده که ضرایب آن در جدول ۵ نشان داده شده است. شدت تلاطم برای مولفه قائم باد در شرایط چینه‌بندی خنثی برابر  $1/26$  به‌دست آمد که باز نسبت به سایر تحقیقات، به نتایج کادر و یاگلوب (۱۹۹۰) نزدیک‌تر است.



شکل ۶. سری زمانی میانگین ماهانه انحراف معیار مولفه‌های باد در ۲۴ ساعت برای ماه‌های ژانویه و ژوئن ۲۰۰۶ دستگاه سودار موسسه ژئوفیزیک. خط سرخ ارتفاع ۱۵ متری، خط سبز ارتفاع ۴۵ متری، - خط چین آبی ارتفاع ۷۵ متری و خط ستاره آبی ارتفاع ۱۰۵ متری را نشان می‌دهد (مولفه  $u$  در ماه‌های (الف) ژوئیه، (ب) ژانویه، مولفه  $v$  در ماه‌های (ج) ژوئیه، (د) ماه ژانویه و مولفه  $w$  در ماه‌های (و) ژوئیه، (ه) ژانویه).

## ۴ نتیجه‌گیری

از این رو با توجه به اینکه شدت تلاطم اساس کار مدل های پخش است، پیشنهاد می‌شود که برای استفاده از این مدل‌ها و همچنین کاربرد مدل‌های همانندی در تحقیقات هواشناسی و آلودگی در منطقه تهران، از روابط و ضرایب به‌دست آمده در این تحقیق استفاده شود.

## تشکر و قدردانی

از همکاری صمیمانه مؤسسه ژئوفیزیک به‌خاطر در اختیار نهادن داده‌های موردنیاز در این پژوهش تشکر و قدردانی می‌شود.

## منابع

- Al-Jiboori, M. H., 2001, A study of turbulence characteristics in atmospheric boundary layer, Ph.D. dissertation: Nanjing University, Nanjing, P. R. China, 101 pp.
- Al-Jiboori, M. H., Xu, Y., and Qian, Yo., 2000, Local similarity relationships of non-dimensional wind and temperature gradients in the tower-layer over Beijing City: *Adv. Atmos. Sci.*, **17**, 634-648.
- Allwine, K. J., and Flaherty, J. E., 2006, Urban dispersion program MSG05 field study, summary of tracer and meteorological measurements, PNNL-15969: Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA. (The complete data set is available on a separate CD).
- Allwine, K. J., and Flaherty, J. E., 2007, Urban dispersion program overview and MID05 field study summary, PNNL-16696: Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA. (The complete meteorological data set is available on a separate CD).
- Andreas, E. L., Hill, R. J., Gosz, J. R., Moore, D. I., Otto, W. D., and Sarma, A. D., 1998, Stability dependence of the eddy-accumulation coefficients for momentum and scalars: *Boundary-Layer Meteorol.*, **86**, 409-420.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalsky, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., and Vesela, T., 1999, Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests, the EUROFLUX methodology: *Advances on Ecological Research.*, **30**, 113-175.

بسیاری از دانشمندان از مبحث تلاطم و اندازه‌گیری آن به‌منزله مهم‌ترین دستاوردهای قرن اخیر در دانش هواشناسی نام می‌برند چرا که اساس مدل‌های پخش است که در پیش‌بینی آلودگی هوا نقش بسزایی ایفا می‌کند. با مروری بر تحقیقات صورت گرفته روی نظریه همانندی M-O به‌ویژه در مناطق شهری و جنگلی و تحت شرایط غیر ایدئال می‌توان به این نکته پی‌برد که اعتبار این نظریه به‌شدت به برآورد صحیح همه پارامترهای به‌کاررفته در نظریه وابسته است. در زمان حاضر، نظریه همانندی را در سطوح ناهمگن برای بخش زبرین لایه سطحی (زیرلایه لختی) و یا کل لایه سطحی در مناطق همگن که شارها با ارتفاع ثابت است، به کار می‌برند. با توجه به اهمیت ارزیابی مدل‌های پخش در جنگل‌ها و شهرها به‌ویژه در زیرلایه زبری که تحت تاثیر فیزیک سطوح پایین است و با توجه به ثابت نبودن شارها با ارتفاع در این مناطق، نظریه M-O تعدیل شده و از نظریه مقیاس‌بندی محلی استفاده می‌شود.

وجود احتمال عدم قطعیت زیاد در به‌کارگیری روابط مخصوص به یک منطقه در منطقه دیگر، ایجاب می‌کند که این نظریه در هر منطقه با شرایط خاص، به‌طور مجزا بررسی شود. از این رو در تحقیق حاضر، این نظریه در منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران) و در زیرلایه زبری مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که نتایج نشان داد، با توجه به ثابت نبودن شار دما در ارتفاعات پایین، نظریه M-O با رهیافت مقیاس‌بندی محلی در این منطقه قابل استفاده است. در مرحله دوم با مقایسه نتایج به‌دست آمده برای شهر تهران و سایر تحقیقات صورت گرفته در سطوح متفاوت، مشاهده می‌شود که شدت تلاطم بی‌بعد شده (برای هر سه مولفه باد) و گرادیان بی‌بعد شده باد در این منطقه بیش از نتایج حاصل از سایر تحقیقات است.

- coefficient and mass transfer coefficient of urban surfaces: *Boundary-Layer Meteorol.*, **11**, 551-576
- Haizhen, Sun., Terry, L., Clark, R., Stull, T., and Andrew, B., 2006, Two-dimensional simulation of airflow and carbon dioxide transport over a forested mountain Part I, Interactions between thermally-forced circulations: *Agricultural and Forest Meteorology*, **140**, 338-351
- Handorf, D., Foken, T., and Kottmeier, C., 1999, The stable atmospheric boundary layer over an antarctic ice sheet: *Boundary-Layer Meteorol.*, **91**, 165-189.
- Hanna, S. R., and Chang, J. C., 1992, Boundary layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas: *Boundary-Layer Meteorol.*, **58**, 229-259
- Hanna, S. R., White, J., and Zhou, Y., 2007, Observed winds, turbulence, and dispersion in built-up downtown areas in Oklahoma City and Manhattan, *Boundary-Layer Meteorology*, **30**, 113-175.
- Hogstrom, U., 1988, Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **42**, 55-78.
- Hogstrom, U., Bergstrom, H., and Alexandersson, H., 1982, Turbulence characteristics in a near-neutrally stratified urban atmosphere: *Boundary-Layer Meteorol.*, **23**, 449-472.
- Hogstrom, U., Bergstrom, H., Smedman, A. S., Halldin, S., and Lindroth, A., 1989, Turbulent exchange above a pine forest, I, Fluxes and gradients: *Boundary-Layer Meteorol.*, **49**, 197-217.
- Hu, Y., and Zhang, Q., 1993, on local similarity of the atmospheric boundary layer: *Sci. Atmosph. Sin.*, **17**, 10-20.
- Kader, B. A., and Yaglom, A. M., 1990, Mean Fields and Fluctuation Moments in Unstably Stratified Turbulent Boundary Layers: *J. Fluid Mech.*, **212**, 637-662.
- Kanda, M., Moriwaki, R., and Kasamatsu, F., 2004, Large eddy simulation of turbulent organized structure within and above explicitly resolved cubic arrays: *Boundary-Layer Meteorol.*, **112**, 343-368
- Kastner-Klein, P., and Rotach, M. W., 2004, Mean flow and turbulence characteristics in an urban roughness sublayer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **111**, 55-84
- Krishnan, P., and Kunhikrishnan, P. K., 2002, Some characteristics of atmospheric surface layer over a tropical inland region during southwest monsoon period: *Atmos. Res.*, **62**, 111-124.
- Mahrt, L., 2007, the influence of nonstationarity on the turbulent flux-gradient relationship for stable
- Britter, R. E., 2005, Dispersion of air pollutants and their penetration into the local environment: <http://www.dapple.org.uk>.
- Beljaars, A. C. M., and Holtslag, A. A. M., 1991, Flux parameterization over land surface for atmospheric models: *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 327-341.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., and Bradley, E. F., 1971, Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer: *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Cheng, Y., and Brutsaert, W., 2005, Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 519-538.
- De Bruin, H. A. R., 1999, A note on Businger's derivation of non-dimensional wind and temperature under unstable conditions': *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 626-628.
- Dyer, A. J., 1974, A review of flux-profile relationships: *Boundary-Layer Meteorol.*, **7**, 363-372
- Fazu, C., and Schwerdtfeger, P., 1989, Flux gradient relationships for momentum and heat over a rough natural surface: *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **115**, 335-352
- Foken, T., and Skeib, G., 1983, Profile measurements in the atmospheric near-surface layer and the use of suitable universal functions for the determination of the turbulent energy exchange: *Boundary-Layer Meteorol.*, **25**, 55-62
- Garratt, J. R., 1978, Flux-profile relations above tall vegetation: *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **104**, 199-211
- Garratt, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*: Cambridge University Press, Cambridge, 316 pp.
- Grimmond, C. S. B., and Oke, T. R., 2002, Turbulent heat fluxes in urban areas, observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (lumps): *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 792-810.
- Grimmond, C. S. B., Salmond, J. A., Oke, T. R., Offerle, B., and Lemonsu, A., 2004, Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille, heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum: *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **109**, D24101, 1-19.
- Gryning, S.E., Batchvarova, E., Brümmner, B., Jørgensen, H.E., Larsen, S.E., 2007, On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **124**, 251-268.
- Hagishima, A., Tanimoto, J., 2005, Intercomparison of experimental convective heat transfer



- Rotach, M. W., 1993. Turbulence close to a rough urban surface part I, Reynolds stress: *Boundary-Layer Meteorol.*, **65**, 1-28.
- Rotach, M. W., Vogt, R., Bernhofer, C., Batchvarova, E., Christen, A., Clappier, A., Feddersen, B., Gryning, S. E., Martucci, G., Mayer, H., Mitev, V., Oke, T. R., Parlow, E., Richner, H., Roth, M., Roulet, Y. A., Ruffieux, D., Salmond, J. A., Schatzmann, M., and Voogt, J. A., 2005, BUBBLE - an urban boundary layer meteorology project: *Theor Appl Climatol*, **81**, 231-261
- Sharan, M., Rama, K., and Aditi, T. V. B. P. S., 2003, On the bulk Richardson number and flux-profile relations in an atmospheric surface layer under weak wind stable conditions: *Atmos. Environ.*, **37**, 3681-3691.
- Stull, R. B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- Sugita, M., and Brutsaert, W., 1992, The stability functions in the bulk similarity formulation for the unstable boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **61**, 65-80.
- Xu, Y., Zhou, C., Li, Z., and Zhang, W., 1997, Turbulent structure and local similarity in the tower-Layer over the Nanjing area: *Boundary-Layer Meteorol.*, **82**, 1-21.
- Zilitinkevich, S. S., and Tschalikov, D. V., 1968 *Opređenje universalnych profilej skorosti vetra i temperatury v prizemnom sloe atmosfery (Determination of Universal Profiles of Wind Velocity and Temperature in the Surface Layer of the Atmosphere)*: *Izv. AN SSSR, Fiz. Atm. i Okeana*, **4**, 294-302
- Zilitinkevich, S. S., and Esau, N., 2002, On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **104**, 371-379.
- Zilitinkevich, S. S., and Esau, N., 2007, Similarity theory and calculation of turbulent fluxes at the surface for the stably stratified atmospheric boundary layer: *Atmospheric Boundary Layers*, 37-49.
- stratification: *Atmospheric Boundary Layers*, A. Baklanov & B. Grisogono (eds.), 89.
- Marques, F. E., Sa, L., Karam, H., Alvala, R., Souza, A., and Pereira, M., 2008, Atmospheric surface layer characteristics of turbulence above the Pantanal Wetland regarding the similarity theory: *Agricultural and Forest Meteorology*, **48**, 883-892.
- Merry, M., and Panofsky, H. A., 1976, Statistics of vertical motion over land and water: *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **102**, 225-260.
- Monin, A. S., and Obukhov, A. M., 1954, *Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground)*: *Trudy Geofiz. Inst., AN SSSR*, **24**(151), 163-187.
- Monin, A. S., and Yaglom, A. M., 1975, *Statistical fluid mechanics, mechanics of turbulence*: MIT Press, Cambridge, London, **2**, 874 pp.
- Moraes, O. L. L., Acevedo, O. C., Degrazia, G. A., Anfossi, A., Silva, R., and Anabor, V., 2005, Surface layer turbulence parameters over a complex terrain: *Atmos. Environ.*, **39**, 3103-3112.
- Morivaki, R., and Kand, M., 2004, Flux gradient profiles for momentum and heat over an urban area: *Theor. Appl. Climatol.*, **84**, 127-135.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1984, Some aspects of the turbulent stable boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **30**, 31-55.
- Oke, T. R., 1988, The urban energy balance: *Progress in Physics and Geography*, **12**, 471-508.
- Pahlow, M., Parlange, M., and Prte-Agel, F., 2001, On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer: *Boundary-Layer Meteorol.*, **99**, 225-247.
- Panofsky, H. A., and Dutton, J. A., 1984, *Atmospheric turbulence*: John Wiley & Sons, New York, 397p.
- Raupach, M. R., 1979, Anomalies in flux-gradient relationships over forest: *Boundary-Layer Meteorol.*, **16**, 467-486