

بررسی تغییرات شبانه‌روزی باد در لایه مرزی بر پایه مدل نیمه‌زمین‌گرد اکمن و مقایسه آن با داده‌های سودار مؤسسه ژئوفیزیک

مجید مزرعه‌نی فراهانی* و محمد علی نقفی*

*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۲۴۶۶

دریافت مقاله: ۸۲/۸۳ پذیرش مقاله: ۸۲/۱۲/۱۹

چکیده

در این مقاله، کارایی مدل تان و فراهانی (۱۹۹۸)، با استفاده از داده‌های واقعی مورد بررسی قرار می‌گیرد. این مدل، تغییرات شبانه‌روزی باد در لایه مرزی را به شکل تحلیلی و با استفاده از تقریب نیمه‌زمین‌گرد بررسی می‌کند. فرارفت افقی تکانه با استفاده از تقریب تکانه زمین‌گرد در معادلات گنجانده شده است. در نظر گرفتن فرارفت افقی تکانه باعث تفکیک سامانه‌های چرخندی و واچرخندی از یکدیگر می‌شود. هم‌چنین برای ضریب وشکسانی پیچگی در لایه سطحی، تغییرات خطی و برای ترازهای بالاتر، ثابت در نظر گرفته شده است. با استفاده از داده‌های خروجی مدل، نوسانات لختی و جت سطوح پایین مورد بررسی قرار می‌گیرند. برای آغازگری مدل، از داده‌های دیدبانی شده سطح ۷۰۰ هکتوپاسکالی برای روزهای ۸۱/۱/۱۲ و ۸۱/۱/۱۵، استفاده می‌شود. مقایسه‌ای بین داده‌های حاصل از مدل اکمن، بدون حضور جمله‌های فرارفت افقی تکانه (حالت خطی یا کلاسیک) و با حضور آنها (حالت غیرخطی، نیمه زمین‌گرد اکمن) و مقایسه دیگری بین داده‌های خروجی مدل نیمه‌زمین‌گرد اکمن و داده‌های سودار انجام می‌شود. از نتایج به دست آمده می‌توان به: کاهش (افزایش) دامنه نوسان تغییرات روزانه باد نسبت به حالت خطی در زمان حاکم بودن سامانه چرخندی (واچرخندی)، کاهش (افزایش) دوره نوسان لختی نسبت به حالت خطی در زمان وجود سامانه چرخندی (واچرخندی)، اشاره کرد. مقایسه بین داده‌های حاصل از مدل و سودار نشان می‌دهد: مدل، از نظر کیفی، برخی الگوهای موجود در داده‌های سودار را آشکار می‌سازد ولی از نظر کمی، اختلاف‌هایی با داده‌های سودار وجود دارد.

کلید واژه‌ها: تغییرات شبانه‌روزی باد، مدل نیمه‌زمین‌گرد اکمن، نوسان‌های لختی، جت سطوح پایین، سودار

۱ مقدمه

(۱۹۷۷)، سه مورد مطالعه‌ای را برای از بین رفتن جت شبانه بررسی کردند و متوجه شدند که امکان وقوع جت شبانه در نواحی ناهموار نیز وجود دارد. آنها در مطالعه خود، اثر نیروهای گرادیان فشار همدیدی را مورد توجه قرار دادند.

مک نایدر و پیلکه (۱۹۸۱)، توسعه لایه مرزی روی زمین شیب‌دار را بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که ایجاد گرادیان‌های فشار میان‌مقیاس ناشی از گرمایش و سرمایش زمین شیب‌دار، نقش برجسته‌ای در تولید ساختار شبانه‌روزی باد ایفا می‌کند. آنها هم‌چنین خاطر نشان ساختند که گرادیان‌های دمای بزرگ‌مقیاس که ترپ و گایمر بررسی کردند، می‌توانند باعث تقویت و بقای جتی شوند که به تنهایی، بر اثر شیب‌دار بودن و اثرات لختی ایجاد می‌شود. وو و بلومن (۱۹۸۲)، تحلیلی

تاکنون مدل‌های متعددی برای بررسی تغییرات روزانه باد در لایه مرزی جو معرفی شده است. یکی از ابتدایی‌ترین مدل‌ها، مدلی است که بلاک ادر (۱۹۵۷) ارائه کرد. توجه ویژه او به چگونگی تشکیل جت شبانه بود و فرض کرد که در هنگام غروب، مولفه آزمین‌گرد باد، دستخوش نوسان لختی و چند ساعت بعد، موجب بادهای فوق زمین‌گرد می‌شود. در همان سال (۱۹۵۷)، بلاک ادر و بیواجیتی (۱۹۵۷) در تحقیقی دیگر به این نتیجه رسیدند که هرگاه مقدار متوسط وشکسانی پیچگی (Eddy viscosity) و دامنه تغییرات آن در بالای یک سوم پایینی لایه اصطکاکی (منظور از لایه اصطکاک، لایه مرزی سیاره‌ای است)، به سرعت با ارتفاع کاهش یابد، داده‌های خروجی مدل با دیدبانی‌ها برازش داده می‌شود. ترپ و گایمر

۲ معرفی مدل

در مدل حاضر به جای آن که تغییرات زمانی شارش زمین‌گرد در نظر گرفته شود، به تغییرات شبانه‌روزی باد، ناشی از اثر اصطکاک توجه ویژه‌ای شده است. بنابراین در این مدل، شارش با مقیاس همدیدی تا بیشتر از ۲۴ ساعت ماناست. از این رو فرض می‌شود که باد زمین‌گرد، به زمان وابسته نیست. در این مدل، جو به شکل سیالی که تقریب بوسینسک نیمه‌متناهی در مورد آن صادق است در نظر گرفته می‌شود. هم‌چنین مدل در صفحه $z=f$ بررسی می‌شود. بنابراین از تغییرات پارامتر کوریولیس (f) نسبت به محور y (محور z در جهت عرض‌های جغرافیایی از سوی استوا به سمت قطب شمال جهت‌گیری کرده است)، چشم‌پوشی می‌کنیم. در معادلات تکانه افقی، جمله اصطکاک با استفاده از بستر تلاطمی مرتبه اول در جهت قائم تقریب زده می‌شود.

معادلات افقی تکانه در لایه مرزی با در نظر گرفتن تقریب تکانه زمین‌گرد به شکل زیر نوشته می‌شوند:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u_g}{\partial x} + v \frac{\partial u_g}{\partial y} = +f(v - v_g) + \frac{\partial(k_v \frac{\partial u}{\partial z})}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v_g}{\partial x} + v \frac{\partial v_g}{\partial y} = -f(u - u_g) + \frac{\partial(k_v \frac{\partial v}{\partial z})}{\partial z}$$

که در این معادلات، u و v ، مولفه‌های سرعت، به ترتیب در جهت محورهای x و y است و u_g و v_g ، به ترتیب مولفه‌های باد زمین‌گرد در راستای x و y است. f ، پارامتر کوریولیس است و مقدار آن ثابت در نظر گرفته می‌شود. k_v ضریب تبادل تلاطمی قائم است.

سرعت باد در راس لایه مرزی با مقدار باد حاصل از تقریب نیمه زمین‌گرد مانا در جو آزاد، طبق رابطه زیر با یکدیگر ارتباط دارند.

دینامیکی از لایه مرزی اکمن با استفاده از تقریب تکانه زمین‌گرد ارائه کردند. این تقریب را هاسکینز و برترتن (۱۹۷۲) و هاسکینز (۱۹۷۵) گسترش دادند. وو و بلومن (۱۹۸۲) این تقریب را برای لایه مرزی به کار بردند.

مطالعه تحلیلی تغییرات ساختار باد در لایه مرزی و ساختار جت تراز پاییل شبانه را سینگ و همکاران (۱۹۹۳) به انجام رساندند. آنها مشابه بلاک ادر و بیواجیتای (۱۹۵۷) برای وابستگی زمانی ضریب وشکسانی پیچکی، رابطه سینوسی ساده و برای وابستگی فضایی این ضریب (درجهت قائم) مقداری ثابت را در نظر گرفتند.

تان و فراهانی (۱۹۹۸)، مدلی برای تغییرات روزانه باد در لایه مرزی ارائه کردند که در معادلات آن، برای وابستگی فضایی جمله وشکسانی پیچکی، از مدل دو لایه‌ای (پانچف، ۱۹۸۵) استفاده کردند. در لایه زیرین که ارتفاع آن معادل ارتفاع لایه سطحی بود، تغییرات ضریب وشکسانی پیچکی را نسبت به ارتفاع، خطی و در لایه فوقانی که از راس لایه سطحی تا راس لایه مرزی کشیده می‌شود، مقدار این ضریب را ثابت در نظر گرفتند. برای وابستگی زمانی این ضریب، مشابه سینگ، مک نایدنر و لین (۱۹۹۳)، تغییرات سینوسی در نظر گرفته شد.

در این جا به بررسی کارآیی مدل تان و فراهانی (۱۹۹۸)، با استفاده از داده‌های دیدبانی شده، و در ادامه به مقایسه داده‌های خروجی آن با داده‌های سودار می‌پردازیم. بخش دوم این مطالعه، به معرفی مدل و ساختار آن اختصاص یافته است. چگونگی به دست آوردن پارامترها و مقادیر متغیرهای مورد نیاز برای اجرای برنامه رایانه‌ای، نتایج آزمایش‌های حاصل از اجرای برنامه رایانه‌ای، و مقایسه نتایج آن در دو حالت خطی و غیر خطی و هم‌چنین مقایسه نتایج حاصل از آزمایش‌ها با مقادیر اندازه‌گیری شده سودار، در بخش سوم این مطالعه آمده است. سرانجام در بخش چهارم، نتایج نهایی ارائه شده است.

$\gamma = \Omega / \omega$ بسامد مشخصه نسبی و δ_1 دامنه ضریب تبادل تلاطمی (بخش زمانی) است. δ_1 به زمان وابسته است و طوری گزینش می‌شود که نتایج مدل با دیدبانی‌ها برازش یابد. در این روابط، q^* به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$q^* = \Omega^{-1} \sum_{n=-\infty}^{+\infty} q_n \exp(i\omega n \eta) \quad (7)$$

در رابطه بالا، $\eta = t + (\frac{\delta_1}{\omega}) \sin \omega t$.

در مطالعاتی که تا به حال انجام شده، اثر شتاب فرارفتی روی رشد نوسان‌های لختی در نظر گرفته نشده است (مانند بلاک ادر، ۱۹۵۷؛ ترپ و گایمر، ۱۹۷۷؛ سینگ و همکاران، ۱۹۹۳).

در این مدل، این اثر گنجانده شده است و بردار باد حول دایره‌ای به مرکز (u_T, v_T) دوران می‌کند. Ω بسامد نوسان لختی است، که با گرادیان افقی باد زمین گرد، تعدیل می‌یابد و با بسامد ساده نوسان لختی (f) تفاوت دارد. دوره نوسان لختی تعدیل یافته، عبارت است از:

$$T_{io} = \frac{2\pi}{\Omega} = \frac{2\pi}{\omega \gamma} = \frac{24}{\gamma} \text{ (hr)} \quad (8)$$

روشن است که دوره نوسان لختی در مدل نیمه زمین گرد اکمن، در نواحی واچرخندی بزرگ‌تر از دوره نوسان ساده $(2\pi/f)$ و در نواحی چرخندی کوچک‌تر از آن است. اگر γ از یک بزرگ‌تر باشد، دوره نوسان‌های لختی از ۲۴ ساعت کوچک‌تر است و برعکس.

۳ بررسی کارکرد مدل نظری و داده‌های سودار مؤسسه ژئوفیزیک

۱-۳ موقعیت و وضعیت توپوگرافی و بادهای غالب شهر

تهران

شهر تهران در عرض جغرافیایی $35^\circ 42'$ شمالی و طول جغرافیایی $51^\circ 23'$ شرقی واقع شده است. از سوی شمال، شرق و جنوب شرق، به سلسله کوه‌های البرز محدود می‌شود.

$$u_T \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_T \frac{\partial u_g}{\partial y} = + f(v_T - v_g) \quad (2)$$

$$u_T \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_T \frac{\partial v_g}{\partial y} = - f(u_T - u_g)$$

که در آن، u_T و v_T به ترتیب، مولفه‌های سرعت باد در راس لایه مرزی در جهت محورهای x و y می‌باشند.

شرایط مرزی عبارت‌اند از:

$$\begin{cases} u=0 & \& v=0 & , & z=z_0 \\ u=u_T & \& v=v_T & , & z \rightarrow \infty \end{cases} \quad (3)$$

در این جا z_0 ارتفاع ناهمواری سطح زمین است.

در راس لایه سطحی $(z=h)$ ، شرایط پیوستگی سرعت باد و

تنش تلاطمی عبارت‌اند از:

$$\begin{aligned} u|_{z=h^-} &= u|_{z=h^+} & , & & v|_{z=h^-} &= v|_{z=h^+} \\ k \frac{\partial u}{\partial z}|_{z=h^-} &= k \frac{\partial u}{\partial z}|_{z=h^+} & , & & k \frac{\partial v}{\partial z}|_{z=h^-} &= k \frac{\partial v}{\partial z}|_{z=h^+} \end{aligned} \quad (4)$$

و هم چنین مولفه‌های سرعت باد، تغییرات دوره‌ای را برای تغییرات شبانه‌روزی باد برآورده می‌کند:

$$u(x, y, z, t) = u(x, y, z, t + \frac{2\pi}{\omega}) \quad (5)$$

$$v(x, y, z, t) = v(x, y, z, t + \frac{2\pi}{\omega})$$

در رابطه بالا، ω ، سرعت زاویه‌ای زمین و برابر $7.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ است.

با توجه به روابط فوق، مولفه‌های سرعت در لایه مرزی به

شکل زیر به دست می‌آیند (تان و فراهانی، ۱۹۹۸):

$$u = u_T + \text{Im}(q^* \exp(i\gamma \delta_1 \sin \omega t))$$

$$v = v_T - \Omega (f - \frac{\partial u_g}{\partial y})^{-1} \text{Re}(q^* \exp(i\gamma \delta_1 \sin \omega t)) - \quad (6)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial y} (f - \frac{\partial u_g}{\partial y})^{-1} \times \text{Im}(q^* \exp(i\gamma \delta_1 \sin \omega t))$$

که در آن Re و Im به ترتیب معرف بخش حقیقی و موهومی، $i = \sqrt{-1}$ ، Ω بسامد نوسان لختی تعدیل یافته،

است. از آنجایی که ارتفاع ایستگاه موسسه ژئوفیزیک از تراز دریا برابر ۱۴۲۳ متر است، می‌توان تراز ۷۰۰ هکتو پاسکال را به مثابه راس لایه مرزی، برای شهر تهران در نظر گرفت (ارتفاع میانگین این تراز ۳۰۰۰ متر است).

جدول ۱. معرفی پارامترهای برنامه اصلی

u_g	مولفه زناری باد زمین گرد
v_g	مولفه نصف النهاری باد زمین گرد
$\partial u_g / \partial x$	مولفه X گرادیان مولفه زناری باد زمین گرد
$\partial u_g / \partial y$	مولفه Y گرادیان مولفه زناری باد زمین گرد
$\partial v_g / \partial x$	مولفه X گرادیان مولفه نصف النهاری باد زمین گرد
$\partial v_g / \partial y$	مولفه Y گرادیان مولفه نصف النهاری باد زمین گرد
K_0	ضریب وشکسانی پیچکی در سطح زمین
f	پارامتر کوریولیس
z_0	ارتفاع ناهمواری
h	ارتفاع لایه سطحی

برای تعیین مقادیر کمیت‌های هواشناختی روی نقاط شبکه، از روش درون‌یابی کریکینگ (Kriging) استفاده شد، اما چون این درون‌یابی در فضای دکارتی انجام می‌شود و داده‌های خام در فضای کروی‌اند، ابتدا با استفاده از برنامه‌ای رایانه‌ای، داده‌ها از فضای کروی به تصویر برجسته‌نگار قطبی برده شد. داده‌های ورودی این برنامه، طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و مقدار داده است و داده‌های خروجی آن طول (در جهت محور X)، عرض (در جهت محور Y) و مقدار داده است. در این برنامه از شبکه‌ای مستطیلی به ابعاد ۲۹ در ۱۹ (۲۹ ستون و ۱۹ سطر) استفاده می‌شود. در تصویر برجسته‌نگار قطبی که در این برنامه از آن استفاده شد، کره زمین روی صفحه‌ای که عرض ۶۰ درجه شمالی را قطع می‌کند، تصویر می‌شود و سپس کل تصویر به اندازه ۱/۱۵۰۰۰۰۰۰ کوچک می‌شود. به این ترتیب روی عرض ۶۰ درجه شمالی، هر سانتی‌متر برابر ۱۵۰ کیلومتر بر روی سطح زمین در همان عرض جغرافیایی است. به این ترتیب طول هر

قسمت‌های جنوب و غرب شهر تا مسافت زیادی مسطح است. در شمال شرق آن، قله دماوند، با ارتفاع بیش از ۵۰۰۰ متر و قله توجال در سوی شمال آن، با ارتفاع حدود ۴۰۰۰ متر، قرار گرفته است (برهانی، ۱۳۷۹).

در هنگام شب (ایستگاه هواشناسی موسسه ژئوفیزیک)، باد غالب دارای جهت شمالی است که با توجه به توپوگرافی شهر تهران، می‌توان آن را به نسیم کوه-دشت نسبت داد. بعد از طلوع، جهت باد غربی می‌شود و سرعت آن نیز کاهش پیدا می‌کند این تغییر جهت به هنگام انتقال لایه مرزی شبانه به حالت روزانه است. در هنگام روز، بادهای غربی و جنوب غربی را مشاهده می‌کنیم که می‌تواند به نسیم دشت-کوه نسبت داده شود. لازم به ذکر است که در شرایطی که سامانه‌های کم‌فشار یا پرفشار بر منطقه حاکم باشند، این وضعیت تعدیل می‌شود (ملکوتی، ۱۳۷۹).

طی روز و در زمان رخداد دمای بیشینه که اختلاف قابل ملاحظه‌ای بین دمای کوه و دشت وجود دارد (بدون حضور سامانه فعال در منطقه)، باد، دارای بالاترین تندی شبانه‌روزی است (رزم زنا، ۱۳۶۹).

۲-۳ معرفی پارامترهای مدل و روش محاسبه آنها

برای اجرای مدل، به تعیین و محاسبه برخی پارامترهای مورد استفاده در مدل نیاز است. فهرست این پارامترها در جدول ۱ آورده شده است.

نتایج خروجی مدل، مولفه‌های افقی بردار باد، در ترازهای مختلف درون لایه مرزی سیاره‌ای و در زمان‌های مختلف شبانه‌روز است که برای اهداف گوناگون می‌توانند در قالب‌بندی‌های متفاوت ارائه شوند.

برای محاسبه برخی از پارامترهای ذکر شده در جدول ۱، داده‌های دیدبانی شده برای روزهای ۸۱/۱/۱۲ و ۸۱/۱/۱۵ به کار رفته است. این داده‌ها شامل داده‌های سطح زمین (سطح ۸۵۰ هکتو پاسکال) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتو پاسکال

با توجه به عرض جغرافیایی مؤسسه ژئوفیزیک محاسبه شده است.

واگرایی افقی باد زمین گرد و مولفه قائم تاوایی نسبی زمین گرد با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$\nabla \cdot V_g = \partial u_g / \partial x + \partial v_g / \partial y \quad (9)$$

$$\xi_g = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y \quad (10)$$

دوره نوسان‌های لختی (T_{io})، بسامد تعدیل شده نوسان‌های لختی (Ω) و مولفه‌های سرعت در راس لایه مرزی (u_T, v_T) نیز محاسبه شدند. در مدل اکمن ساده (بدون در نظر گرفتن جملات غیر خطی در معادلات تکانه)، مقادیر این کمیت‌ها، متفاوت‌اند (در مدل اکمن ساده، Ω به f تبدیل می‌شود). بسامد مشخصه نسبی، عبارت است از: $\gamma = \Omega / \omega$.

در روز ۸۱/۱/۱۲ محاسبات نشان می‌دهد که واگرایی مثبت و تاوایی منفی است که این معرف حرکت واچرخندی است. همان‌طور که در نقشه سطح زمین این روز دیده می‌شود، در این روز سامانه واچرخندی بر منطقه حاکم بوده است. شکل ۱ گره‌های سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتو پاسکالی را در این روز نشان می‌دهد.

محاسبه کمیت‌ها نشان می‌دهد که در شرایط حضور واچرخند، دوره نوسان‌های لختی بزرگ‌تر از دوره اکمن ساده است. هم‌چنین مولفه‌های باد در راس لایه مرزی نسبت به حالت اکمن ساده، بزرگ‌ترند.

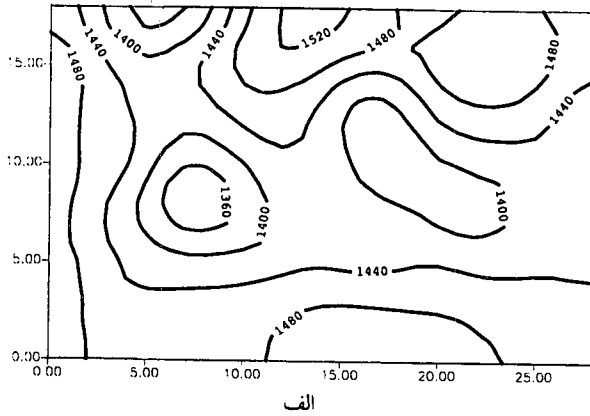
در روز ۸۱/۱/۱۵ محاسبات نشان می‌دهد که گرچه واگرایی مثبت است ولی مقدار آن کوچک است. تاوایی مثبت، معرف حرکت چرخندی است. همان‌طور که در نقشه سطح زمین این روز دیده می‌شود، در این روز، سامانه چرخندی بر منطقه حاکم بوده است. شکل ۲ گره‌های سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتو پاسکالی را در این روز نشان می‌دهد. کمیت‌های محاسبه

واحد شبکه نقشه، در راستاهای x و y برابر دو سانتی‌متر است. بنابراین فاصله شبکه‌ای در عرض 60° درجه شمالی، 300 کیلومتر است.

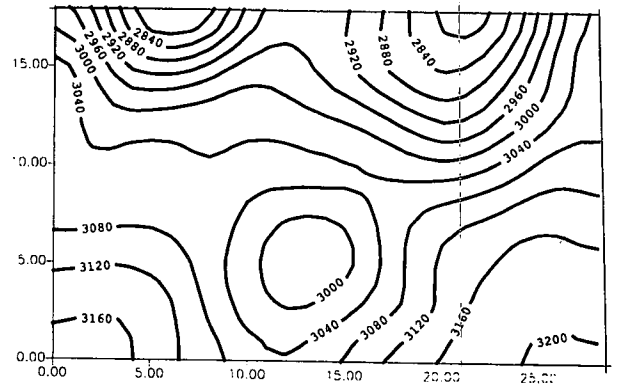
محور y شبکه به موازات نصف النهار 30° درجه شرقی و محور x آن در نقطه شبکه‌ای (15 و 12) مماس بر مدار 50° درجه شمالی است. این شبکه از شمال غرب تا اقیانوس اطلس، از جنوب غرب تا عرض 10° درجه شمالی روی شمال افریقا، از جنوب شرق تا عرض 20° درجه شمالی روی دریای عمان و از شمال شرق تا مدار 85° درجه شرقی و عرض 50° درجه شمالی گسترده شده است (مزرعه‌ئی فراهانی، ۱۳۷۱).

از روی داده‌های شبکه‌بندی، برای طول و عرض جغرافیایی شهر تهران، مقادیر مولفه‌های باد زمین گرد و گرادیان آن به دست می‌آید. با توجه به پراکندگی داده‌های سازمان هواشناسی (به‌خصوص در ناحیه ایران و کشورهای همسایه) و نیاز به درون‌یابی داده‌ها، این امر با خطا مواجه است. این خطا، هنگام محاسبه جملات برش باد زمین گرد، بزرگ‌تر می‌شود.

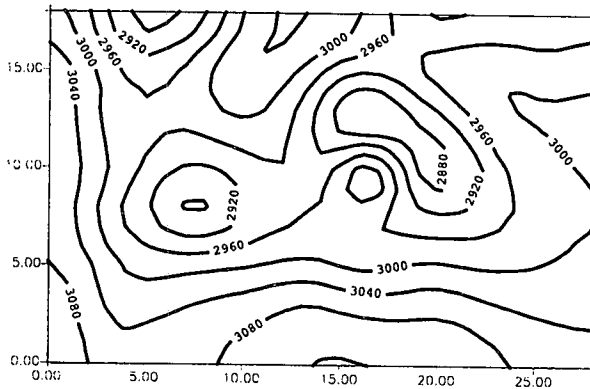
پارامتر δ_1 که به نوعی معرف همبستگی تابش روزانه خورشیدی و داده‌های سرعت باد است، با توجه به شرایط نیمه تا تمام ابری بودن آسمان در تاریخ‌های یاد شده در نظر گرفته شده است. پارامتر δ_2 با استفاده از نیمرخ باد سودار در لایه سطحی و برازش خطی به دست آمده است. δ_2 ، ضریب زاویه خط برازش یافته است. تعیین پارامتر δ_2 به دلیل برازش خطی (در حالی که نمودار باد در لایه سطحی به‌طور معمول لگاریتمی است) با خطا همراه است. پارامتر h به‌طور معمول، $0/1$ عمق لایه مرزی در نظر گرفته شده است. پارامتر z_0 برای شهر تهران به‌طور میانگین $1/2$ متر در نظر گرفته شده است. باید توجه داشت که این پارامتر خود به پارامترهایی مانند پایداری، تندی باد و به شدت به وضعیت ناهمواری و پستی و بلندی و نوع پوشش سطحی وابسته است. برای پارامتر K_0 ، به پیروی از تان و فراهانی (۱۹۹۸)، مقدار یک در نظر گرفته شد. پارامتر f ،



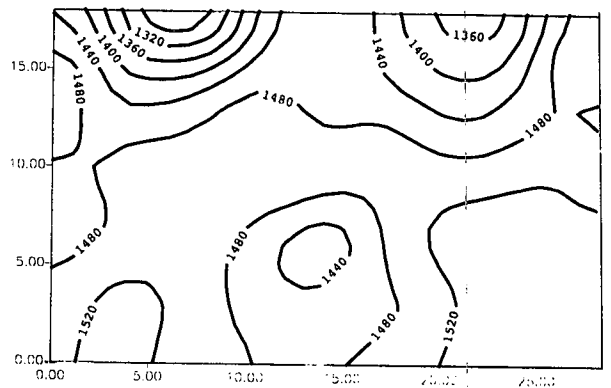
الف



الف



ب



ب

شکل ۲. گبرته پریندهای ارتفاع ژئوبانسیل ساعت ۱۲۰۰ (UTC)،
۸۱/۱/۱۵ الف) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال. ب) سطح ۷۰۰
هکتوپاسکال.

شکل ۱. گبرته پریندهای ارتفاع ژئوبانسیل ساعت ۱۲۰۰ (UTC)،
۸۱/۱/۱۲ الف) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال. ب) سطح ۷۰۰
هکتوپاسکال.

می‌شود با دادن این مقادیر به مدل در ساعت ۱۲ ظهر به وقت محلی، مدل، مولفه‌های باد را برای ۲۴ ساعت آینده محاسبه می‌کند. پارامترهای مورد استفاده در مدل و کمیت‌های محاسبه شده در جدول ۲ آورده شده‌اند.

۳-۳ مقایسه نتایج با مشاهدات

با استفاده از داده‌های خروجی مدل، نمودارهای نیمرخ قائم باد و تغییرات ۱۲ ساعته آن (از ساعت ۱۸ تا ۶ صبح روز بعد) برای روزهای یاد شده رسم شده‌اند. هم‌چنین نمودارهای مشابه برای داده‌های سودار رسم شده است. البته چون بیشینه ارتفاع

شده در این روز نشان می‌دهد که در شرایط حضور چرخند، دوره نوسان‌های لختی کوچک‌تر از دوره اکمن ساده است. هم‌چنین مولفه‌های باد در راس لایه مرزی نسبت به حالت اکمن ساده، کوچک‌ترند.

همان‌طور که از مقادیر محاسبه شده آشکار است، با افزایش تاوایی زمین‌نگرد چرخندی، بسامد تعدیل شده نوسان‌های لختی هم افزایش می‌یابد. از این رو کاهش تاوایی زمین‌گرد چرخندی، می‌تواند به افزایش دوره نوسان‌های لختی و عمق لایه مرزی منجر شود که در جای خود سبب رخداد تندی بیشینه باد در زمان دیرتر و در ارتفاع بالاتری نسبت به حالت اکمن ساده

جدول ۲. پارامترهای مورد استفاده در مدل و کمیت‌های محاسبه شده

۸۱/۱/۱۵	۸۱/۱/۱۲	پارامتر	۸۱/۱/۱۵	۸۱/۱/۱۲	کمیت
۱۲/۵۲	۷/۳۱	u_g (ms^{-1})	0.4×10^{-6}	0.06×10^{-6}	$\nabla \cdot V_g$ (s^{-1})
۶/۶	۴/۷۳	v_g (ms^{-1})	8.13×10^{-6}	-1.29×10^{-5}	ξ_g (s^{-1})
-7.51×10^{-6}	2.59×10^{-6}	$\partial u_g / \partial x$ (s^{-1})	۱۹/۷	۲۲/۳	T_{io} (hr)
-2.89×10^{-6}	1.21×10^{-5}	$\partial u_g / \partial y$ (s^{-1})	8.9×10^{-5}	7.8×10^{-5}	Ω (s^{-1})
5.24×10^{-6}	-8.72×10^{-7}	$\partial v_g / \partial x$ (s^{-1})	۱۱/۳	۷/۶	u_T (ms^{-1})
7.91×10^{-6}	-2.52×10^{-6}	$\partial v_g / \partial y$ (s^{-1})	۵/۴	۵/۸	v_T (ms^{-1})
۰/۵	۰/۵	δ_1	۲۰/۵	۲۰/۶	T_{io} (hr)
۰/۰۲	۰/۰۲	δ_2 (ms^{-1})	7.3×10^{-5}	7.3×10^{-5}	ω (s^{-1})
۱	۱	K_0 ($m^2 s^{-1}$)	۱۲/۵۲	۷/۳۱	u_g (ms^{-1})
۱/۲	۱/۲	z_0 (m)	۶/۶	۴/۷۳	v_g (ms^{-1})
۱۵۰	۱۶۰	h (m)	۱/۲	۱/۱	$\gamma = \Omega / \omega$

ارتفاع، در دامنه نوسان، افزایش نشان می‌دهند. از نظر روند جابه‌جایی فاز نسبت به ارتفاع نیز داده‌های مدل به‌طور تقریبی با داده‌های سودار همخوانی دارند. دامنه تغییرات داده‌های سودار از مدل، بزرگ‌تر است ولی مولفه‌های سرعت داده‌های مدل از سودار، بزرگ‌تر است.

ب در روز ۸۱/۱/۱۵ که سامانه چرخندی بر منطقه حاکم است (شکل ۴):

دامنه نوسان‌های لختی و جابه‌جایی فاز موج روزانه باد، با ارتفاع افزایش نشان می‌دهند. دامنه تغییرات روزانه باد در مقایسه با حالت خطی، کوچک‌تر است. مرکز چرخش بردار باد، در مقایسه با حالت اکمن ساده به سمت چپ جابه‌جا شده است.

با توجه به کوچک بودن مقادیر جمله‌های برش باد زمین‌گرد و با توجه به گزینش مقدار غیر صفر برای ضریب وشکسانی پیچکی در بالای لایه سطحی شبانه، نتایج مدل به‌طور کامل آشکار نمی‌شود. لازم به ذکر است، در مدل بلاک ادر

داده‌گیری سودار در برخی ساعات، پایین‌تر است، داده‌ها تا آن ارتفاع رسم شده‌اند و برای مقایسه، بازه محورها یکسان در نظر گرفته شده‌اند.

در این جا دو نوع مقایسه انجام می‌دهیم، نخست بین داده‌های مدل در حالت‌های خطی و غیرخطی و دیگری بین داده‌های مدل و سودار.

با توجه به نمودارهای تغییرات زمانی سرعت باد، می‌توان ویژگی‌های زیر را در آنها ملاحظه نمود:

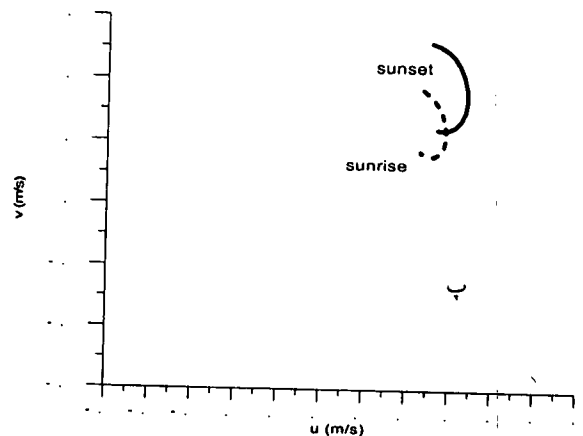
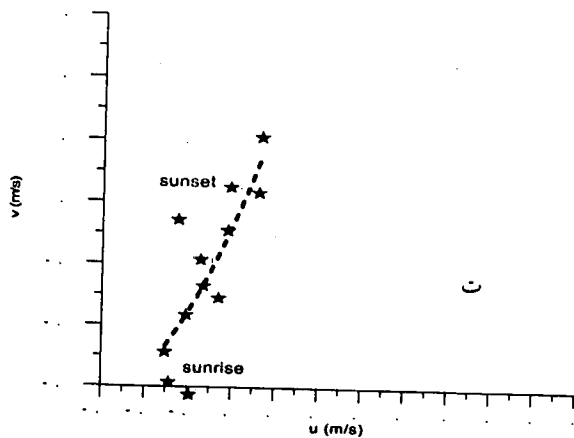
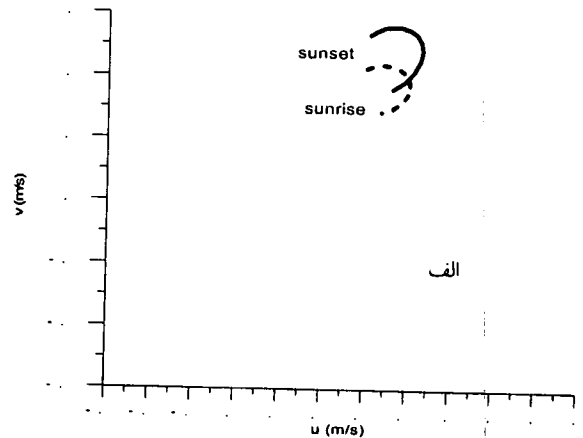
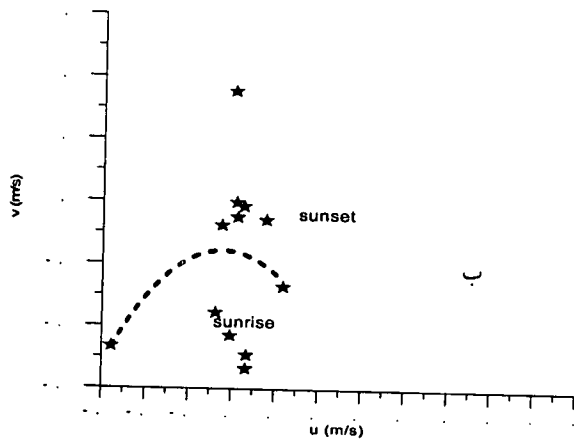
الف در روز ۸۱/۱/۱۲ که سامانه واچرخندی بر منطقه حاکم است (شکل ۳):

دامنه نوسان‌های لختی و جابه‌جایی فاز موج روزانه باد، با ارتفاع افزایش نشان می‌دهند. دامنه تغییرات روزانه باد در مقایسه با حالت خطی، بزرگ‌تر است. مرکز چرخش بردار باد، در مقایسه با حالت اکمن ساده به سمت راست جابه‌جا شده است.

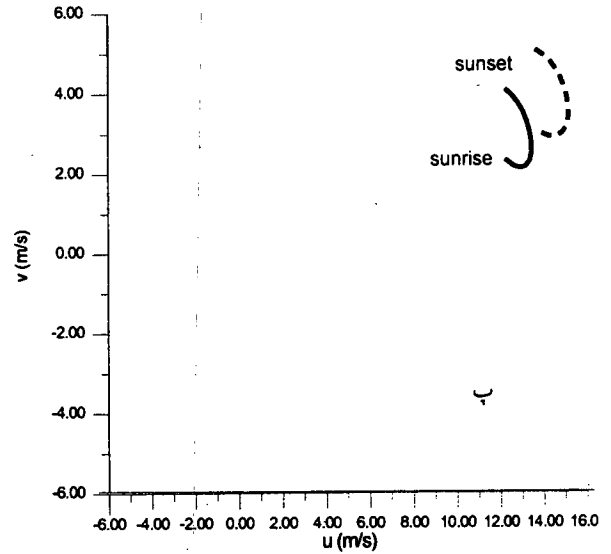
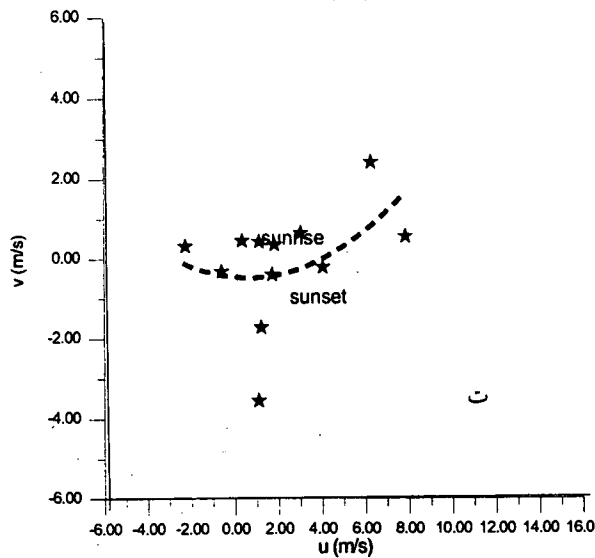
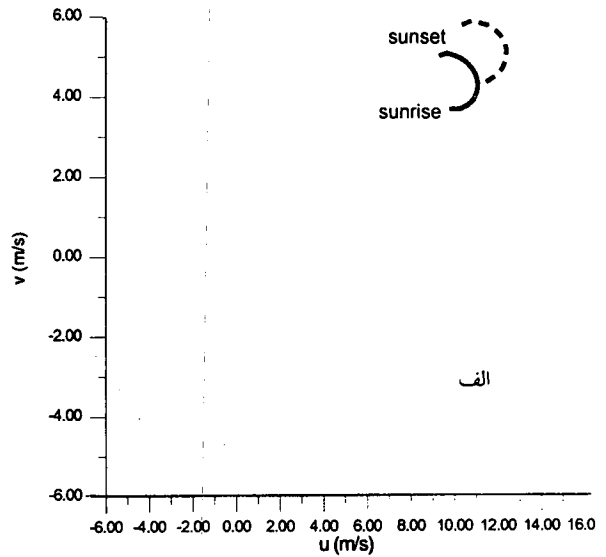
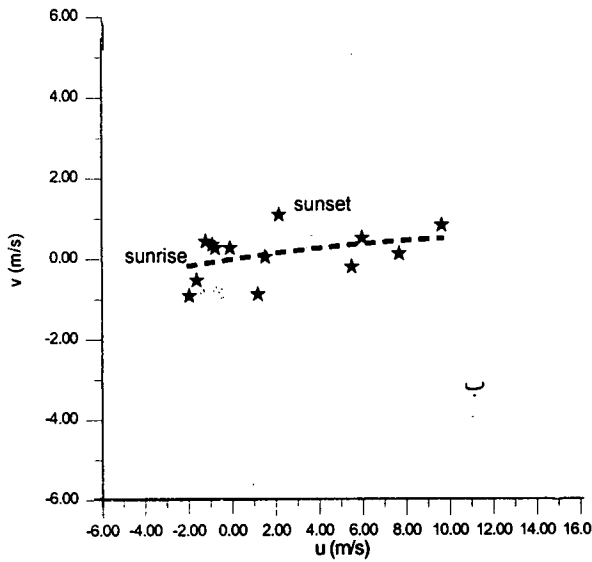
با توجه به شکل ۳ که مربوط به روز ۸۱/۱/۱۲ است، داده‌های سودار، مشابه روند مدل، به‌طور تقریبی با افزایش

در روز ۸۱/۱/۱۲ (شکل ۵)، ساعت ۱۵، مولفه نصف النهاری سودار جتی نشان می‌دهد که از ارتفاع ۲۰۰ متری تا ۴۵۰ متری کشیده شده است. تندی این جت حدود ۴ متر بر ثانیه و جهت آن جنوبی است. مولفه نصف النهاری مدل نیز در این ساعت جتی نشان می‌دهد که در ارتفاع ۳۶۵ متری قرار دارد. تندی این جت ۵/۲ متر بر ثانیه و جهت آن جنوبی است. وجود جت در این ساعت از روز می‌تواند به گرادیان فشار میان مقیاس ناشی از شیب‌دار بودن منطقه نسبت داده شود (مک نایدر و پیلکه، ۱۹۸۱).

(۱۹۵۷)، مقدار ضریب وشکسانی پیچکی در بالای لایه سطحی شبانه، صفر در نظر گرفته شده و در مدل سینگ و همکاران (۱۹۹۳)، به دلیل آشکار نبودن نتایج مدل، مقدار صفر برای این ضریب در نظر گرفته شده است. به دلیل نامنظم بودن داده‌های سودار، منحنی چندجمله‌ای درجه دوم با آنها برازش داده شده و داده‌های واقعی سودار با علامت ضریب‌ر، مشخص شده‌اند. برای بررسی تغییرات باد نسبت به ارتفاع (مطالعه جت سطوح پایین)، مقایسه به شکل مولفه‌ای انجام می‌گیرد (به پیروی از مک نایدر و پیلکه، ۱۹۸۱).



شکل ۳. تغییرات زمانی بردار سرعت باد از ساعت ۱۸ روز ۸۱/۱/۱۲ تا ساعت ۶ روز ۸۱/۱/۱۳. الف) نتایج حاصل از اجرای مدل تحلیلی در حالت خطی (خط پر) و غیر خطی (خط چین) برای ارتفاع ۲۱۵ متر. ب) داده‌های اندازه‌گیری شده سودار در همان تراز. پ) مانند شکل الف برای ارتفاع ۵۱۵ متر. ت) مانند شکل ب برای ارتفاع ۵۱۵ متر.



شکل ۴. مانند شکل ۳ برای ساعت ۱۸ روز ۸۱/۱/۱۲ تا ساعت ۶ روز ۸۱/۱/۱۳

جت‌های تولید شده مدل بر اساس فرضیه نوسان‌های لختی می‌باشد که با در نظر گرفتن اثر جملات فرارفت، در تندی بیشینه، ارتفاع و زمان تشکیل جت تعدیل‌هایی در آن صورت می‌گیرد.

در روز ۸۱/۱/۱۵ (شکل ۶)، ساعت ۱۵، مولفه نصف النهاری سودار جتی در ارتفاع ۱۶۵ متری و با تندی ۸/۵ متر بر ثانیه و با جهت جنوبی و جت دیگری در ارتفاع ۴۶۵ متری با تندی ۸/۳ متر بر ثانیه و در همان جهت مشاهده می‌شود. مدل نیز جتی با

در روز ۸۱/۱/۱۳، ساعت ۰۱، مولفه نصف النهاری، جتی در ارتفاع ۱۶۵ متری با تندی ۵/۲ متر بر ثانیه و با جهت شمالی و جت دیگری در ارتفاع ۴۱۵ متری با تندی ۴ متر بر ثانیه و با جهت شمالی نشان می‌دهد که با توجه به جهت آن، احتمال می‌رود ناشی از وزش باد کوه - دشت باشد. مدل نیز جتی در ارتفاع ۱۶۵ متری، با تندی ۵/۲ متر بر ثانیه و با جهت جنوبی نشان می‌دهد. این اختلاف جهت، به دلیل در نظر نگرفتن شیب‌دار بودن منطقه در مدل است.

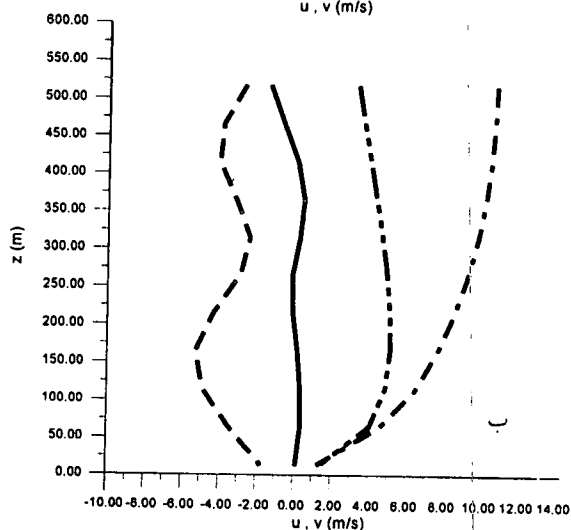
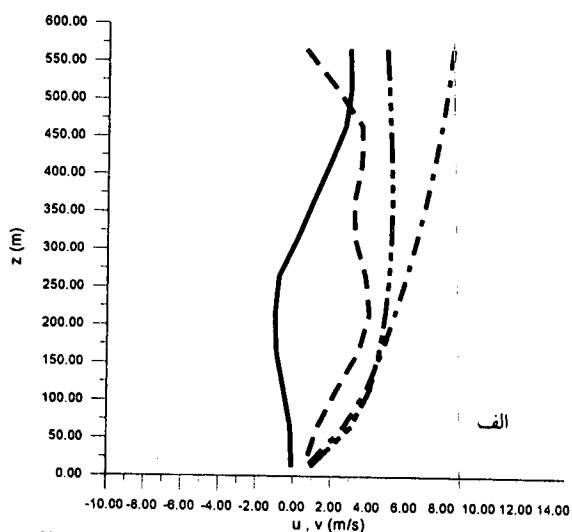
همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، جت‌هایی که مدل تولید می‌کند، ناشی از نوسان‌های لختی است که با در نظر گرفتن جمله‌های فرارفت، تعدیل می‌شوند. جت‌هایی که در داده‌های سودار ملاحظه می‌شود، بیشتر ناشی از اثرات ترکیبی نوسان‌های لختی، اثر شیب‌دار بودن منطقه و سامانه‌های بزرگ مقیاس است.

جت‌هایی که در ماه اوت در منطقه تهران مشاهده شده‌اند، به‌طور کلی دارای ارتفاعی حدود ۶۰۰ تا ۷۰۰ متری از سطح زمین است. این جت‌ها حاصل نوسان لختی ایجاد شده در ساعات بعد از غروب اند. به‌طور کلی چینش باد در زیر جت در منطقه تهران، در مقایسه با معیار بلاک ادر (۱۹۵۷) (یعنی ۴ متر بر ثانیه در هر ۱۰۰ متر)، است که می‌توان آن را به کم بودن شدت وارونگی ناشی از وجود جزایر گرمایی و لایه آمیختگی باقی‌مانده در اوایل شب، روی شهر، وجود باد سطحی به دلیل عوارض طبیعی زمین در تهران که خود عاملی برای کاهش انحراف باد زمین‌گرد در ساعات اولیه غروب است، دانست. برای منطقه تهران و با توجه به عرض جغرافیایی آن، نوسان‌های لختی در ۸ ماه از سال (از اوت تا آوریل) می‌توانند وجود داشته باشند. (عزیز صفت، ۱۳۷۶).

داده‌های استفاده شده در این مقاله مربوط به ماه آوریل است، بنابراین باید اثر نوسان‌های لختی در تولید جت تضعیف شده باشد. یکی از عوامل دیگر، کژفشاری‌های میان‌مقیاس ناشی از کوهستانی بودن منطقه است. عامل دیگر وجود سامانه‌های بزرگ مقیاس است. همان‌طور که ذکر شد، با در نظر گرفتن عوارض طبیعی زمین و وجود جزایر گرمایی و برهم‌کنش بین کلیه این عوامل، جهت و تندی باد در تراز جت که در آن تشکیل می‌شود، دستخوش تغییرات زیادی می‌شود و تفکیک سهم نسبی هر یک از این عوامل بر تولید یا بقای جت، نیاز به تحقیقات بیشتری دارد. یک اختلاف بین داده‌های مدل و

تندی ۴/۹ متر بر ثانیه و در جهت جنوبی و در ارتفاع ۲۱۵ متری نشان می‌دهد.

در روز ۸۱/۱/۱۶ ساعت ۰۰، مولفه زوناری سودار جتی با تندی ۵/۷۵ متر بر ثانیه در ارتفاع ۱۶۵ متری و با جهت غربی و مولفه نصف النهاری مدل جتی با تندی ۴/۷ متر بر ثانیه در ارتفاع ۱۶۵ متری و با جهت جنوبی نشان می‌دهند.



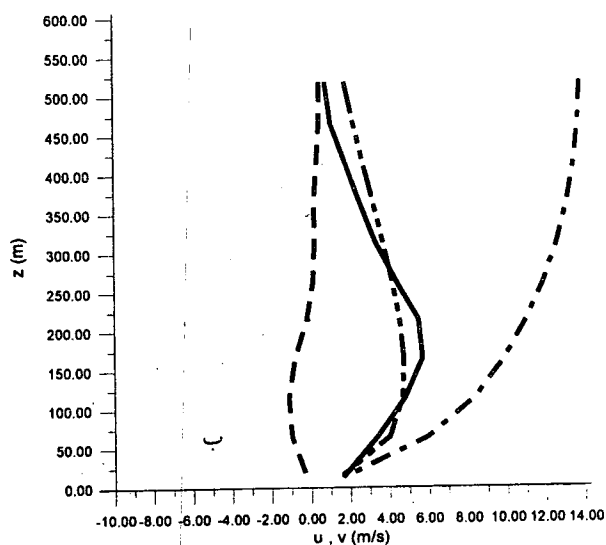
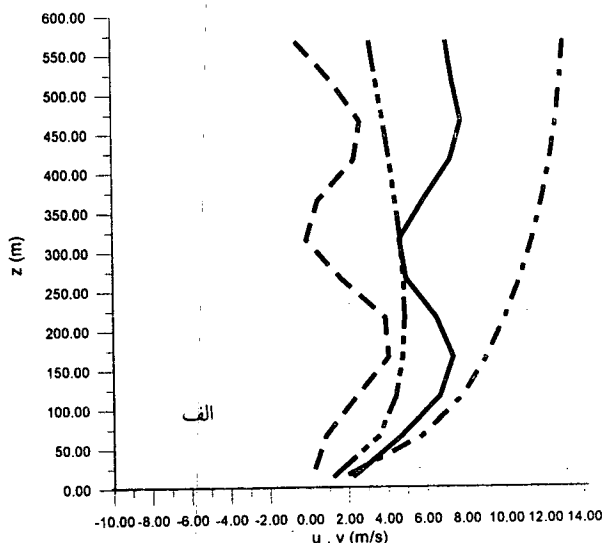
شکل ۵. نیمرخ مولفه‌های باد، روز ۸۱/۱/۱۳ و ۸۱/۱/۱۶ منحنی با خط پر مولفه زوناری باد اندازه‌گیری شده سودار، منحنی خط چین مولفه نصف النهاری باد اندازه‌گیری شده سودار، منحنی خط - نقطه، مولفه زوناری باد حاصل از اجرای مدل، منحنی خط - سه نقطه مولفه نصف النهاری باد حاصل از اجرای مدل. (الف) ساعت ۱۵. (ب) ساعت ۰۱.

نوفه زمینه محیطی (ناشی از خودروها، درختان، هواپیماها، دستگاه‌ها، پرندگان و حشرات)، یکی از منابع دائمی عمده در تضعیف کارآیی سودار است. وقتی سرعت افقی باد از ۱۰ متر بر ثانیه بزرگ‌تر می‌شود، داده‌های سودار یا دارای اشتباهات فاحش می‌شوند و یا از دست می‌روند. این مسئله به دلیل نوفه ناشی از باد است. بسیاری از محققان گزارش داده‌اند که هنگام بارش متوسط تا سنگین، داده‌های سودار به شکل شدیدی متاثر می‌شوند و مقادیر غیر واقعی نشان می‌دهند. نوفه ناشی از ضربه قطرات باران، قوی‌تر از پژواک‌های بازگشتی ضعیف می‌شود. داده‌های تندی باد سودار، به‌طور معمول فرو برآوردی از داده‌های باد واقعی‌اند، به‌خصوص هنگامی که سرعت باد میانگین کم‌تر از ۶ متر بر ثانیه است. یکی از دلایل آن است که سودار، تندی باد متوسط‌گیری شده را به‌شکل برداری محاسبه می‌کند (کرستی، ۱۹۹۷).

۴ نتیجه‌گیری

در این مطالعه، مدل تان و فراهانی (۱۹۹۸)، با داده‌های واقعی مورد ارزیابی قرار گرفت. در این مدل، معادلات تکانه افقی با استفاده از تقریب نیمه زمین گرد نوشته می‌شوند. جملات فرارفت تکانه افقی با استفاده از تقریب تکانه زمین گرد نوشته می‌شوند. در نظر گرفتن این تقریب، باعث تفکیک سامانه‌های چرخندی و واچرخندی می‌شود. هم‌چنین برای ضریب وشکسانی پیچکی در لایه سطحی، نیم‌رخ خطی و برای بالای آن لایه، مقدار ثابتی در نظر گرفته شده است. در این تحقیق، تغییرات شبانه‌روزی باد در لایه مرزی از دو جنبه مورد بررسی قرار گرفت: الف- بررسی نوسان‌های لختی، ب- جت سطوح پایین. دو نوع مقایسه انجام گرفت: الف- مقایسه بین داده‌های حاصل از مدل در دو حالت خطی (با در نظر گرفتن جمله‌های فرارفت تکانه افقی) و غیرخطی (بدون در نظر گرفتن جمله‌های

داده‌های سودار، بزرگ‌تر بودن تندی‌های مدل نسبت به سودار است. سودار به‌طور کلی زیربرآوردی از داده‌ها، ارائه می‌دهد، یعنی اندازه‌گیری‌های کم‌تری از مقدار واقعی انجام می‌دهد. در اندازه‌گیری‌هایی که دستگاه سودار انجام می‌دهد، محدودیت‌هایی وجود دارد.



شکل ۶. مانند شکل ۵ برای روز ۸۱/۱/۱۵. الف) ساعت ۱۵. ب) ساعت ۲۴.

و همچنین از جناب آقای دکتر علی رضا محب الحجه به دلیل راهنمایی‌های ارزنده ایشان، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

برهانی، ر.، ۱۳۷۹، ارتباط آلودگی هوا و وارونگی دمایی با سرعت باد و شدت تابش خورشیدی (روی شهر تهران): پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

رزم زن، م.ه.، ۱۳۶۹، بررسی چینش باد در تهران و برآورد آن از داده‌های سطحی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

عزیز صفت، ف.، ۱۳۷۶، مطالعه جت شبانه در منطقه تهران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

مزرعه‌ئی فراهانی، م.، ۱۳۷۱، اجرای مدل دو ترازوی زمین گردوار برای پیش‌بینی وضع هوا: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

ملکوتی، ح.، ۱۳۷۹، مطالعه تجربی ساختار تلاطمی لایه سطحی جو و کاربرد آن در پخش جوئی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Blackadar, A. K., 1957, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of the nocturnal inversions: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290.

Blackadar, A. K. and Buajitti, K., 1957, Theoretical studies of diurnal wind structure variations in the planetary boundary-layer: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **83**, 486-500.

Crescenti, G. H., 1997, A look back on two decades of Doppler Sodar comparison studies: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 651-671.

Hoskins, B. J., 1975, The geostrophic momentum approximation and the semi-geostrophic equations: *J. Atmos. Sci.*, **32**, 233-242.

Hoskins, B. J., and Bretherton, F. P., 1972, Atmospheric frontogenesis models: mathematical

فرارفت تکانه افقی)، پ- مقایسه بین داده‌های حاصل از مدل در حالت غیر خطی و داده‌های به دست آمده از سودار.

حال با در نظر داشتن سرچشمه‌های خطا، بررسی مدل با استفاده از پارامترهای واقعی نشان می‌دهد که در شرایط حضور واچرخند، دوره نوسان‌های لختی بزرگ‌تر از دوره اکمن ساده و در شرایط حضور چرخند، و دوره نوسان‌های لختی کوچک‌تر از آن است. با بررسی تغییرات زمانی سرعت باد، مشاهده می‌شود که دامنه نوسان نسبت به حالت خطی، در شرایط واچرخندی بزرگ‌تر و در شرایط چرخندی، کوچک‌تر است. دامنه نوسان و جابه‌جایی فاز، هم در شرایط چرخندی و هم در شرایط واچرخندی با افزایش ارتفاع، افزایش نشان می‌دهند. مرکز چرخش بردار باد، در مقایسه با حالت اکمن ساده در حضور واچرخند به سمت راست و در حضور چرخند به سمت چپ جابه‌جایی می‌شود.

این تعدیل‌ها ناشی از در نظر گرفتن جمله‌های فرارفت افقی تکانه با استفاده از تقریب تکانه زمین گرد است و به این وسیله، نقش برجسته این جمله‌ها در تغییرات روزانه باد روشن می‌شود.

مقایسه داده‌های مدل با سودار نشان می‌دهد که داده‌های سودار و مدل، با افزایش ارتفاع، به طور نسبی در دامنه نوسان و جابه‌جایی فاز، افزایش نشان می‌دهند. با بررسی نیمرخ‌های باد، مدل اغلب جت‌ها را نشان می‌دهد، ولی از نظر تندی، جهت و ارتفاع با داده‌های سودار اختلاف‌هایی وجود دارد که به دلیل محدودیت‌هایی است که به آنها اشاره شد.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از شورای محترم پژوهشی دانشگاه تهران و موسسه ژئوفیزیک، به دلیل حمایت مالی برای انجام این مطالعه (طرح پژوهشی شماره ۶۵۱/۳/۶۹۸) و در اختیار گذاردن امکانات لازم

- Tan, Z. M., and Farahani, M. M., 1998, An analytical study of the durnal variations of wind in a semi-geostrophic Ekman boundary layer model: *Boundary-Layer Meteorol.*, **86**, 313-332.
- Thorpe, A. J., and Guymmer, T. H., 1977, The nocturnal jet: *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **103**, 633-653.
- Wu, R. and Blumen, W., 1982, An Analysis of Ekman boundary layer dynamics incorporating the geostrophic momentum approximation: *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1774-1782.
- formulation and solutions: *J. Atmos. Sci.*, **29**, 11-37.
- Mc Nider, R. T., and Pielke, R. A., 1981, Diurnal boundary-layer development over sloping terrain: *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- sPanchev, S., 1985, *Dynamic meteorology*: D. Reidel, 360 pp.
- Singh, M. P., Mc Nider, R. T., and Lin, J. T., 1993, An analytical study of diurnal wind-structure variations in the planetary boundary-layer and low-level nocturnal jet: *Boundary-Layer Meteorol.*, **63**, 397-423.