

بررسی اثر کوهستان بر روی کیفیت هوای تهران بزرگ

چکیده

در این مقاله تلاش شده است که با توجه به موقعیت جغرافیایی چند شهر بزرگ ایران، از جمله تهران، که در دامنه کوهستان قرار گرفته‌اند؛ آثار کلی کوهستان بر جو در مقیاس همدیدی، از جمله شکل‌گیری امواج پس کوه و تقویت سامانه‌های جوی، ساز و کار بادهای کوهدشت و دشتکوه، بررسی شود. اهمیت این بادهای محلی، به ویژه در مورد شهرهایی مانند تهران، در مطالعات مربوط به مدل‌سازی پخش و پراکنش آلودگی هواست. به این منظور، ضمن نگاهی کلی به وضعیت اقلیمی تهران، نتایج کاربست یک مدل میان مقیاس توزیع جریان باد سطحی روی ناهمواری پیچیده برای این شهر ارائه شده است. اساس علمی این مدل بر مبنای ساز و کار واداشته گرمایی مربوط به بادهای محلی کوه-دره-دشت است که در اغلب موارد از عوامل اصلی انتقال آلودگی هوا در شهر تهران به شمار می‌روند. از جمله موارد استفاده دیگر این مطالعه می‌توان به کاربردهای گسترده آن در مطالعات مربوط به پخش و پراکنش آلودگی هوا، مطالعات مربوط به انرژی باد و نیز شناسایی محل وقوع فعالیت‌های همرفتی اشاره کرد. این مطالعات مبنای بسیار خوبی برای طراحی و اجرای مدل‌های عددی کیفیت آلودگی هوا محسوب می‌شوند.

کلید واژه‌ها: باد کوهدشت، باد دشتکوه، معادلات بسط، مدل عددی میان مقیاس، طول ناهمواری.

مقدمه

به طور کلی ناهمواری‌های کوهستانی دو اثر مهم روی سامانه‌های جوی دارند. اثر اول مربوط به تغییر ساختار چرخندهایی است که از کوهستان عبور می‌کنند، به گونه‌ای که از فعالیت سامانه‌های کم فشار دارای جبهه، در پشت کوهستان اندکی کاسته و در جلوی

آن ضمن تقویت شارش‌های کوهساری و جابجایی نصف‌النهاری سامانه به سمت عرض‌های پایین‌تر، بر فعالیت آنها افزوده می‌شود. این امر به ویژه در مورد سامانه‌هایی که از سمت غرب وارد ایران می‌شوند، هنگام رسیدن به رشته کوه زاگرس مشاهده می‌شود. به غیر از اثر کوهستان بر سامانه‌های کم فشار جبهه‌ای، موانع کوهستانی می‌توانند میدان باد را که در اثر تغییر فشار (وجود گرادیان فشار) به وجود آمده است، تعدیل کنند. بر اساس مشاهدات، این تعدیل می‌تواند بین سمت رو به باد و سمت پشت به باد اختلاف فشاری از مرتبه ۱۰ هکتوپاسکال در سطح زمین ایجاد کند (Atkinson, 1981).

اثر دوم مربوط به نقش مهم موانع کوهستانی در چرخندزایی پشت کوه است. این مسأله به ویژه در عرض‌های میانی که شارش‌ها معمولاً غربی است، مشاهده می‌شود. برای نمونه می‌توان به اثر رشته کوه‌های راکی در آمریکای شمالی و رشته کوه آلپ در اروپا اشاره کرد. در ایران نیز تاکنون مطالعات پراکنده‌ای در زمینه تأثیر رشته کوه زاگرس و البرز بر سامانه‌های جوی انجام شده است. مطالعه حاضر نیز با همین هدف و از دیدگاه مسأله پخش و پراکنش آلودگی هوا در محیط شهری انجام شده است.

محیط شهری مورد مطالعه (تهران) به گونه‌ای است که علاوه بر تأثیر بادهای پس کوه، اهمیت بادهای کوه-دره را نیز باید در نظر گرفت. ساز و کار بادهای کوه-دره مانند نسیم دریا-ساحل، یک ساز و کار گرمایی است (استوکی، ۱۹۸۱). در هنگام روز بر اثر قائم بودن تابش خورشیدی، زمین‌های شیب‌دار زودتر از مناطق دره‌ای گرم می‌شوند. در نتیجه با توجه به این که هم فشارها در ابتدا موازی هستند (حالت هیدروستاتیک جو)، گرادیان قائم فشار در هوای سرد جو آزاد، نسبت به هوای گرم مجاور سطوح شیب‌دار، بزرگ‌تر خواهد بود. این امر موجب افزایش فشار هوا در مناطق دورتر نسبت به مناطق مجاور شیب می‌شود. این گرادیان افقی فشار، سبب جابه‌جا شدن هوا از سمت دره‌ها به سمت شیب‌های کوهستانی می‌شود (باد دشتکوه). با فرارسیدن ظهر و پس از آن با معکوس شدن شرایط فوق تدریجاً باد به صورت کوه‌دشت می‌شود (Danard, 1977).

مطالعه این بادهای در مناطق شهری مانند تهران از آن نظر اهمیت دارد که اگرچه منبع و محور اصلی تولید آلاینده‌ها در خیابان‌ها و مناطق مرکزی شهر است؛ با این حال به دلیل وجود بادهای دشتکوه در طی روز و تا قبل از بعدازظهر، آلودگی مناطق جنوبی شهر به سمت مناطق شمالی جابه‌جا می‌شود و در نتیجه هوای مناطق شمالی شهر در روز بسیار

آلوده است. این روند از بعدازظهر معکوس می‌شود. شایان ذکر است اختلاف دما بین هوای مجاور شیب و هوای آزاد، تنها یکی از شرایط لازم برای راه‌اندازی این ساز و کار است. جالب این که تنها کسری از درجه در اختلاف دما نیز برای راه‌اندازی این ساز و کار کافی است. وینگر^۱ (۱۹۲۳) نشان داد که سرعت باد نزدیک شیب، پس از گذشت سه ساعت از شروع ساز و کار باد دره-شیب می‌تواند به $9 \Delta T$ برحسب متر بر ثانیه برسد که در آن ΔT اختلاف دمای بین هوای مجاور شیب و هوای جو آزاد است. مطالعات بعدی نیز تقریباً نتایج مشابهی به دست داده‌اند. از جمله مطالعاتی که اخیراً درباره تهران انجام شده است، به مطالعه ثقفی (۱۳۷۷) می‌توان اشاره کرد که در آن ضمن معرفی مدل‌های معتبر بادهای کوهدشت، مدل ناپو و رائو (۱۹۸۷) برای مطالعه موردی شهر تهران استفاده شده است (ثقفی، ۱۳۷۷). حل عددی معادلات این مدل یک بعدی، وقوع بیشینه باد در نزدیک سطح زمین و عمق لایه‌ای را که این جریان در آن اتفاق می‌افتد؛ همچنین نوسانی یا فازی بودن این بادهای را به خوبی نشان داده است.

مقاله حاضر نتیجه مطالعات گسترده‌ای است که برای شهر تهران انجام شده و در آن الگوی جریان باد هنگام وقوع بادهای فراشیب بررسی شده است (صدیقت‌کردار، ۱۳۸۰). در این گونه موارد، معمولاً بادهای غالب غربی و جنوب غربی که منجر به انتقال آلاینده‌ها، به نواحی شرقی و شمال شرقی تهران می‌شود، شرایط ناگوارتری را به وجود می‌آورد و غلظت آلاینده‌ها در دامنه کوهستان‌ها به علت وقوع پدیده سکون هوا (وارونگی دمایی)، از نظر استانداردهای زیست‌محیطی افزایش می‌یابد. در این شرایط، معمولاً دید افقی و دید عمودی از چند صد متر تجاوز نمی‌کند و توسعه باد فراسو نیز به نوبه خود به تشدید شرایط بحرانی در طی روز کمک می‌کند.

داده‌ها و روش پژوهش

در انجام این پژوهش، از داده‌های کلیه ایستگاه‌های سینوپتیک و اقلیم‌شناسی اصلی واقع در محدوده مورد مطالعه (شکل ۲) استفاده شده است. اما در اینجا تنها به نتایج حاصل از داده‌های ایستگاه سینوپتیک مهرآباد تهران در یک دوره کامل آماری (۹۰-۱۹۶۱) اکتفا می‌شود. نتایج کلی حاصل از مطالعات آماری شهر تهران به شرح زیر است:

۱. بررسی آمار باد ایستگاه مهرآباد تهران

به جز ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر که باد غالب، باد جنوب- جنوب غربی است، در دیگر ماه‌ها باد غالب، غربی است و البته در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر از شدت کمتری برخوردار است؛ به طوری که بیشترین درصد بادهای آرام مربوط به این سه ماه است که ۳۲٪ در ماه اکتبر، ۴۳٪ در ماه نوامبر و ۴۶٪ در ماه دسامبر است. البته آرامش باد ماه ژانویه (۴۶٪) نیز هم اندازه با آرامش باد در ماه دسامبر است. شایان ذکر است که در این محاسبات بادهای کمتر از یک متر بر ثانیه، به عنوان باد آرام در نظر گرفته شده است. در همه ماه‌ها، با یک مؤلفه باد شمال به جنوب و جنوب به شمال روبه رو هستیم که نمایشگر باد کوه‌دشت و دشتکوه است. همچنین پر بادترین ماه‌ها، ماه ژوئن با تنها ۱۸٪ شرایط آرام است و بادهای غالب غربی در ماه‌های مارس، آوریل و مه از شدت بیشتری برخوردار هستند (شکل ۱، الف و ب).

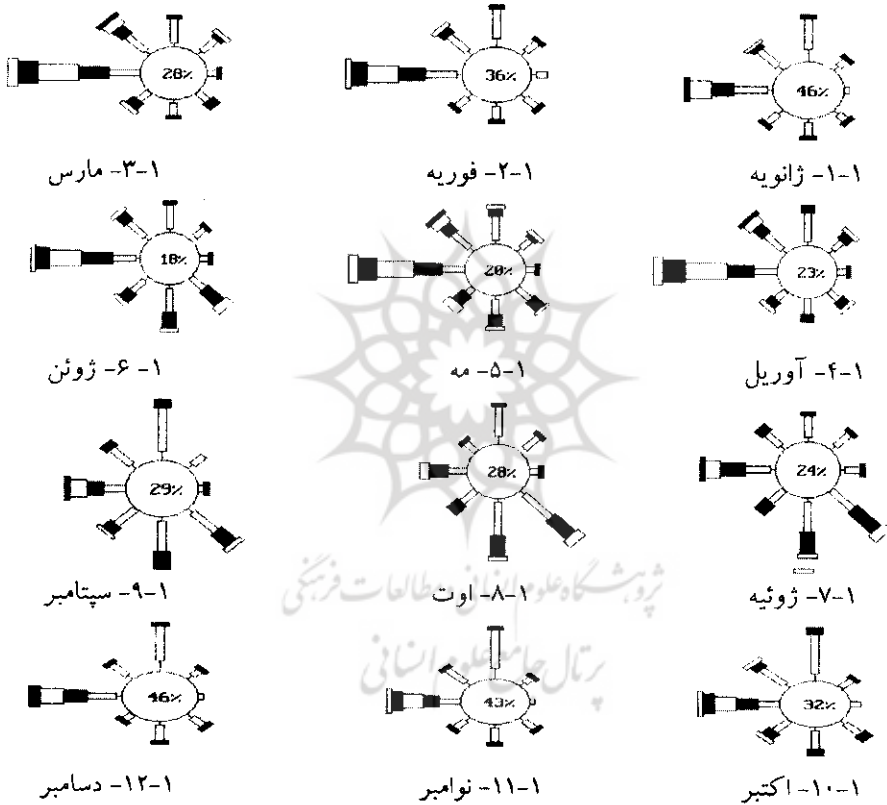
۲. بررسی آمار فشار ایستگاه مهرآباد تهران

به طور کلی میانگین فشار ایستگاه هواشناسی مهرآباد در دوره آماری مورد اشاره ۸۸۱/۱ هکتوپاسکال است. ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر و ژانویه دارای بیشترین میانگین فشار هستند که بیشینه آن مربوط به ماه نوامبر با مقدار ۸۸۵/۹ هکتوپاسکال است. کمترین میانگین فشار در ماه‌های مارس، آوریل، مه، ژوئن، ژوئیه و اوت است که ماه ژوئن با متوسط ۸۷۷/۰ هکتوپاسکال دارای کمترین مقدار است. در ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه با بیشترین مقدار بیشینه و در ماه‌های مارس، مه، ژوئیه و اوت با کمترین فشار بیشینه رو به رو هستیم. کمترین فشار بیشینه در ۵ ژوئیه ۱۹۵۷ به مقدار ۸۸۶/۰ هکتوپاسکال گزارش شده است. در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر نیز با بیشترین مقدار فشار کمینه و در ماه‌های فوریه، مارس، ژوئیه و اوت، با کمترین مقدار فشار کمینه مواجه می‌شویم. در یک نگاه کلی، فشار سطح زمین در ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه دارای بیشترین مقدار و در ماه‌های دیگر سال، کمتر است. به عبارت دیگر در پاییز و زمستان پرفشارها و در بهار و تابستان، کم فشارها بر منطقه حاکم‌اند.

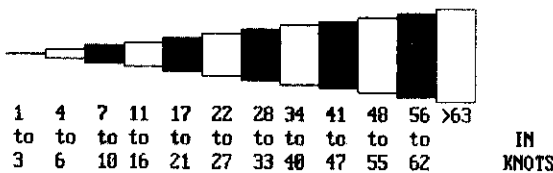
۳. بررسی شرایط حدی اقلیمی تهران

با بررسی داده‌های دوره آماری ۹۰-۱۹۵۱ ایستگاه مهرآباد، مقادیر حدی برخی از پارامترهای جوی شهر تهران به شرح زیر بوده است:

کمترین دما در ۸ ژانویه ۱۹۶۹ و برابر ۱۵- درجه سلسیوس و بیشترین دما در ۳ ژوئیه ۱۹۵۸، برابر ۴۳+ درجه سلسیوس ثبت شده است. همچنین بیشترین بارش روزانه به مقدار ۵۰ میلیمتر در ۳ نوامبر ۱۹۵۱ و بیشترین سرعت باد ثبت شده ۲۲/۵ متر بر ثانیه و مربوط به ۲۸ آوریل ۱۹۶۳ بوده است. بیشترین و کمترین مقدار فشار سطح زمین نیز به ترتیب ۹۰۰ هکتوپاسکال (ساعت ۹/۵ صبح روز ۱۶ دسامبر ۱۹۵۴) و ۸۶۲/۹ هکتوپاسکال (ساعت ۱۸ بعد از ظهر روز ۱۳ فوریه ۱۹۷۱) به ثبت رسیده است.



شکل ۱ الف- نمودار گلبادهای شهر تهران بر اساس آمار ایستگاه مهرآباد (۹۰-۱۹۶۱)، شمال ↑



شکل ۱ ب- مقیاس مربوط به گلبادهای شهر تهران

۴. بررسی وضعیت آلودگی هوای تهران از دیدگاه اقلیمی

آثار محیطی شهرهای بزرگ، به ویژه فرآیندهای منجر به گرمایش و سرمایش، امور حمل و نقل و انتشار مواد آلاینده از کارخانه‌ها و کارگاه‌ها، منجر به پیدایش پدیده‌هایی محلی مانند اثر جزیره گرمایی می‌شود (Stull, 1989).

از دیدگاه مطالعه حاضر، این پدیده‌ها از آن نظر اهمیت دارند که می‌توانند رژیم بادهای محلی را تحت تأثیر قرار دهند. در جدول ۱ اثر شهرها بر روی عناصر اقلیمی در مقایسه با محیط‌های روستایی به طور خلاصه مقایسه شده است. البته در مورد شهرهای بزرگی مانند تهران، حد بالای مقادیر این جدول را باید در نظر گرفت.

جدول ۱ اثر شهرها بر روی عناصر اقلیمی

عنصر	محیط شهری در مقایسه با محیط روستایی
تابش ماوراء بنفش - زمستان / تابستان مدت تابش خورشیدی	۱۵٪ تا ۲۰٪ کمتر ۳۰٪ کمتر / ۵٪ کمتر ۵٪ تا ۱۵٪ کمتر
دما میانگین روزانه میانگین حداقل زمستانی	بیشتر از ۵ تا ۱۰ درجه سلسیوس ۱ تا ۲ درجه سلسیوس بیشتر
آلودگی تراکم ذرات و هسته‌ها اختلاط گازها	۱۰ مرتبه بیشتر ۵٪ تا ۲۵ مرتبه بیشتر
سرعت باد میانگین سالیانه بادهای شدید آرام	۲۰٪ تا ۳۰٪ کمتر ۱۰٪ تا ۲۰٪ کمتر ۱۵٪ تا ۲۰٪ بیشتر
بارش بارش کل روزهای کمتر از ۵ میلی‌متر بارندگی بارش برف	۵٪ تا ۱۰٪ بیشتر ۱۰٪ بیشتر ۵٪ کمتر
پوشش ابری پوشیده از ابر مه - زمستانی مه - تابستانی	۵٪ تا ۱۰٪ بیشتر ۱۰۰٪ بیشتر ۳۰٪ بیشتر
رطوبت نسبی زمستان تابستان	۲۰٪ کمتر ۸٪ کمتر

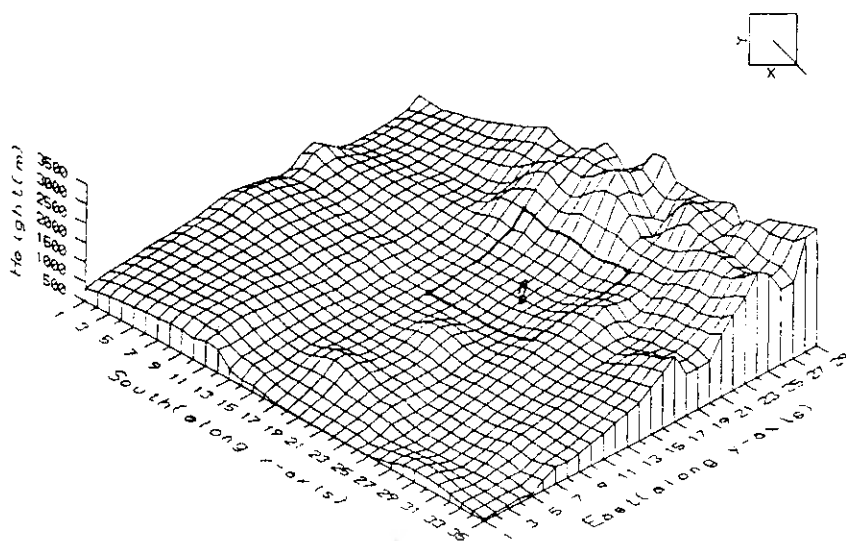
از جمله موارد دیگر مربوط به محیط‌های بزرگ شهری، می‌توان به پتانسیل آلودگی

هوا اشاره کرد. به طور خلاصه عوامل اصلی در تقویت پتانسیل آلودگی هوا عبارتند از (Oke, 1996):

- ازدیاد چشمه‌های آلاینده
- استقرار سیستم‌های پرفشار بر منطقه
- وجود بادهای آرام که قادر به پراکنده کردن آلاینده‌ها نیستند.
- فرونشینی هوای فوقانی و پدیده وارونگی دمایی
- وجود لایه آمیخته کم عمق و تهویه ضعیف
- وجود دره که آلاینده‌ها می‌توانند در آنجا انباشته شوند
- آسمان بدون ابر؛ بنابراین سرد شدن تابشی در شب، سبب وقوع پدیده وارونگی دما و در نتیجه تشدید آلودگی هوا می‌شود.

با نگاهی به وضعیت اقلیمی و جغرافیایی تهران، مشاهده می‌شود که همه موارد فوق درباره تهران تقریباً صادق است. تنها نکته قابل ذکر، وضعیت ناهمواری‌های شهری، چرخه بادهای روزانه و تغییرات آنها، همچنین دگرگونی‌های ماهیانه و فصلی است. ارتفاع میانگین شهر تهران در حدود ۱۲۰۰ متر از سطح آبهای دریای آزاد است. موقعیت ارتفاعات شمالی شهر و وضعیت پیچیده پستی و بلندی‌های آن، از اهمیت ویژه‌ای در بررسی و تعیین رژیم باد سطحی ناشی از اثرات محلی این کوهستان‌ها برخوردار است. به عنوان نمونه ارتفاع شهر تهران از سطح دریا در منطقه تجریش ۱۳۱۰ متر، در ایستگاه هواشناسی شمال تهران واقع در اقدسیه ۱۵۴۸ متر، در ایستگاه هواشناسی مهرآباد ۱۱۹۱ متر و در جنوب تهران و در حوالی میدان راه‌آهن، ۱۱۰۰ متر است. بنابراین اگر فاصله میدان تجریش تا میدان راه‌آهن را به طور میانگین برابر ۱۵ کیلومتر در نظر بگیریم، میانگین شیب این مسیر، تقریباً ۱۴ متر به ازای هر کیلومتر است. شکل ۲ نمودار سه بعدی شهر تهران و نواحی اطراف آن را نشان می‌دهد.

از طرف دیگر شرایط جغرافیایی و وضعیت جوی منطقه از نظر سامانه‌های جوی اثر گذار، عوامل مهمی در تعیین وضعیت آلودگی هوای تهران به شمار می‌روند. از جمله در فصول سرد، استقرار سامانه پرفشار سرد سبیری که با باد ملایمی همراه است، به وخامت وضعیت آلودگی هوای تهران کمک زیادی می‌کند.



شکل ۲ نمودار سه بعدی شهر تهران و نواحی اطراف آن را نشان می‌دهد. مرز منطقه مورد مطالعه در شکل مشخص شده است.

آزمایش‌ها

مدل به کار گرفته شده شامل معادلات بسیط است. در راستای عمودی از مختصات زیگما σ که از ناهمواری‌ها تبعیت می‌کند، استفاده شده است:

$$\frac{dz}{dz_0} = \sigma$$

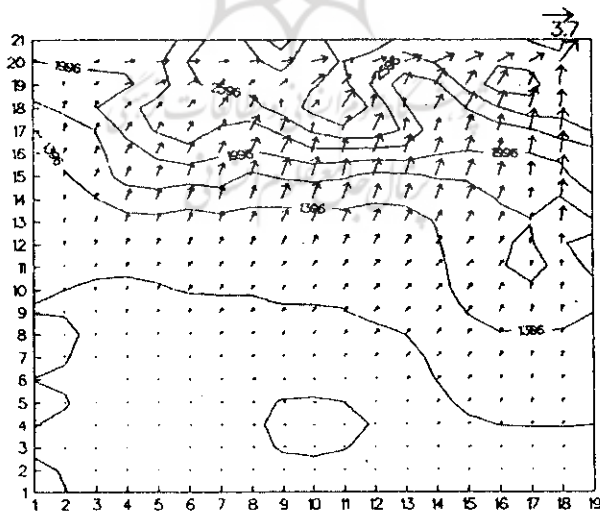
که در آن، Z ارتفاع نقطه، h ارتفاع ناهمواری و D نقطه اوج فیزیکی مدل است. در راستای افقی نیز از مختصات مداری و نصف‌النهار λ و x استفاده شده است. معادلات مدل عبارتند از: معادلات تکانه، معادله ترمودینامیکی انرژی و معادله هیدروستاتیکی که به کمک آنها سه تجربه با مدل شبیه‌سازی شده عددی با الگوهای سینوس پستیکی انجام شده است. نتایج حاصل از محاسبات مدل به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفته است:

- ۱- در وضعیت باد آرام، یا هنگامی که باد خیلی آرام است.
 - ۲- درحالتی که باد غالب، غربی و سرعت آن ۵ متر بر ثانیه بوده است.
 - ۳- درحالتی که باد غالب، جنوب غربی و سرعت آن ۳ متر بر ثانیه بوده است.
- برای حل عددی انتگرال‌ها و معادلات دیفرانسیلی مدل، از روش تفاضلی مستقیم روی نقاط یک شبکه مستطیلی به ابعاد 21×19 استفاده شده است. گام زمانی در دامنه

نقاط شبکه از یکدیگر، یکسان و معادل ۴ کیلومتر ($\Delta x = \Delta y = 4 \text{ km}$) و گام زمانی (Δt) برابر با ۳۰۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. میدان باد نیز در توازن زمینگرد (ژئوستروفیک) فرض شده است. برای آگاهی از معادلات، پارامترها و ثابت‌های تجربی، می‌توان به مراجع معرفی شده مراجعه کرد (رک: Smagorinsky, 1965; Louis, 1981; Dickerson, 1978). در ادامه نمودارهای مربوطه به ساعت ۱۵ بعد از ظهر از نتایج مدل ارائه شده است.

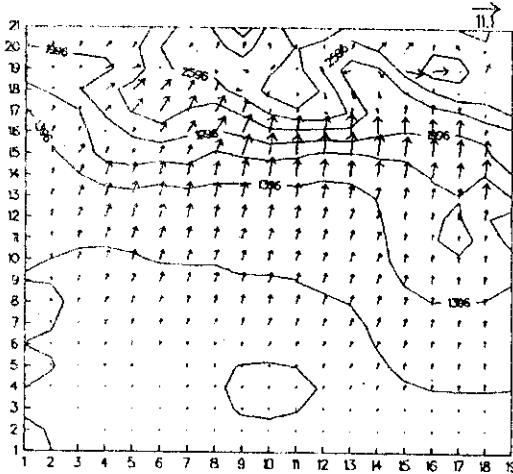
۱- شرایط وضعیت آرام (باد خیلی ملایم)

فرض کنید زمان آغاز محاسبات ساعت ۶ بامداد محلی و وضعیت آرام باشد. در این صورت مؤلفه‌های دوگانه و افقی باد زمینگرد برابر صفر است. معادلات مدل برای دوره زمانی ۳ ساعته "زمان بین دو دیدبانی پیاپی" انتگرال‌گیری شده و میدان شارش برای هر ۳ ساعت (از ساعت ۶ بامداد امروز تا ۶ بامداد روز بعد) محاسبه شده است. بادهای قوی تولید شده توسط کوهستان، در شیب تند آن با بیشینه حدود ۱۱ متر بر ثانیه و در ساعت ۱۵ بعد از ظهر همان روز دیده می‌شود. در اینجا تنها شرایط باد آرام سه ساعت پس از آغاز اجرای مدل و شرایط منجر به باد بیشینه، به ترتیب در شکل ۳ (الف و ب) نشان داده شده است:



شکل ۳- الف میدان شارش باد در ساعت ۹ صبح، ۳ ساعت پس از آغاز اجرای مدل

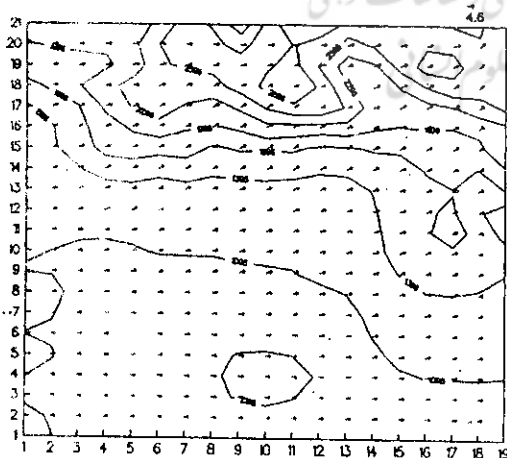
بیشینه سرعت باد ۳/۷ متر بر ثانیه محاسبه شده است.



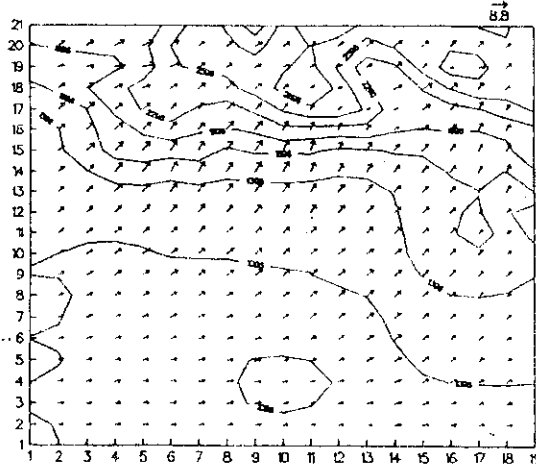
شکل ۳- ب میدان شارش باد در ساعت ۱۵ بعد از ظهر، ۹ ساعت پس از آغاز اجرای مدل. بیشینه سرعت باد ۱۱/۱ متر بر ثانیه محاسبه شده است.

۲- شرایط شارش غربی غالب

دومین شبیه‌سازی، کوششی برای به نمایش گذاشتن ایجاد اثر بندالی^۲ در هر سطح ناهموار از کوهستان بر شارش غالب غربی است. در این شبیه‌سازی، شارش کاملاً غربی و با سرعت ۵ متر بر ثانیه در لحظه $t = 0$ در نظر گرفته شده است. این بار نیز معادلات مدل با گام زمانی ۳ ساعته انتگرال‌گیری شده و میدان شارش مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل نشان می‌دهد که شارش ظاهر شده، همخوانی نسبتاً خوبی با جریان "باد شیب" تولید شده در ناحیه کوهستان دارد. بادهای قوی تولید شده به وسیله کوهستان، جریان باد بیشینه‌ای را با سرعت ۸/۸ متر بر ثانیه در ساعت ۱۵ بعد از ظهر نشان می‌دهد (شکل ۴- الف و ب).



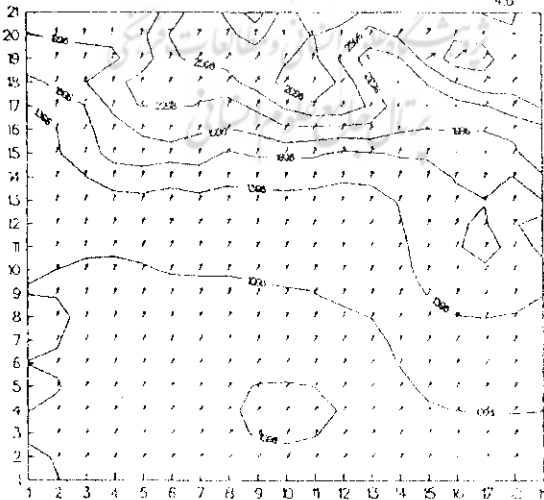
شکل ۴- الف میدان شارش باد در ساعت ۹ صبح، ۳ ساعت پس از آغاز اجرای مدل. بیشینه سرعت باد ۴/۶ متر بر ثانیه محاسبه شده است.



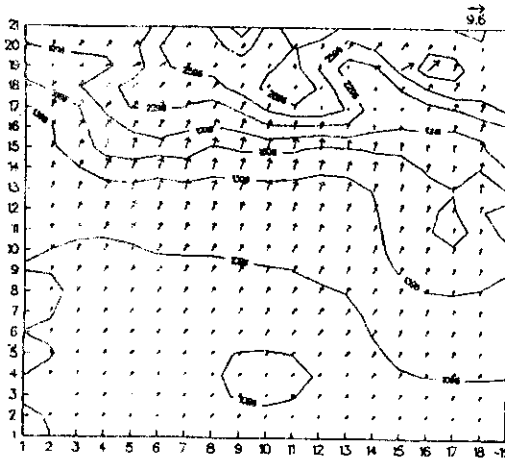
شکل ۱- ب میدان شارش باد در ساعت ۱۵ بعد از ظهر، ۹ ساعت پس از آغاز اجرای مدل. بیشینه سرعت باد ۸/۸ متر بر ثانیه محاسبه شده است.

۲- شرایط شارش غالب جنوب غربی

در این شبیه‌سازی، حوزه مورد مطالعه تحت تأثیر شارش غالب جنوب غربی با سرعت حدود ۳ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. شروع کار مدل در ساعت ۶ بامداد محلی به عنوان آغازگری زمانی بوده و مجدداً از معادلات مدل در گام‌های زمانی ۳ ساعته با استفاده از دیتابیس‌های هواشناسی انتگرال‌گیری شده است. بررسی گرده شارش باد در ساعت ۱۵ بعد از ظهر، بیشترین سرعت باد را معادل ۹/۶ متر بر ثانیه نشان می‌دهد (شکل ۵- الف و ب).



شکل ۲- الف میدان شارش باد برای ساعت ۹ صبح، ۳ ساعت پس از آغاز اجرای مدل. بیشینه سرعت باد ۶/۰ متر بر ثانیه محاسبه شده است.



شکل ۵- ب میدان شارش باد برای ساعت ۱۵ بعد از ظهر، ۹ ساعت پس از آغاز اجرای مدل. بیشینه سرعت باد $9/6$ متر بر ثانیه محاسبه شده است.

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

مدل دو بعدی عددی میان مقیاس در سه موقعیت متفاوت اجرا شده و تنها میدان توزیع افقی باد و دما در سطح زمین و تغییرات زمانی و مکانی آنها مورد تحقیق و بررسی قرار گرفته است. بدین ترتیب نتایج به دست آمده (یعنی مؤلفه‌های u و v باد) برای پیش‌بینی غلظت، پخش و پراکنش آلودگی هوا استفاده خواهد شد. تفاوت ارتفاع ناهمواری‌ها و همچنین طول ناهمواری آنها، نیز توزیع دما در منطقه شبکه‌ای مورد مطالعه، در پیکربندی مدل به کار گرفته شده است. بررسی نتایج نشان می‌دهد که جریان باد سطحی شبیه‌سازی شده، همخوانی خوبی با جهت بادهای دیدبانی شده دارد. اگرچه بیشتر ثابت‌های مورد استفاده در مدل عددی باد میان مقیاس، از مناسب‌ترین مقادیر موجود دیدبانی شده تعیین شده، اما طرح واره تفاضل متناهی دارای عامل پخش مجازی است که سبب تضعیف نتایج پیش‌بینی می‌شود. صرف‌نظر از ناهمخوانی‌های موجود در نتایج مدل در مقابل مزیت‌های عمده آن، مهم‌ترین ویژگی‌های قابل توجه این مدل عبارتند از:

۱. شرایط سکون هوا، پخش و پراکنش آلاینده‌ها را آشکار می‌کند.
۲. پتانسیل انرژی باد را در مناطقی که باد توسط ناهمواری‌ها تشدید می‌شود، به خوبی نشان می‌دهد.

۳. توسعه و افزایش انرژی خورشیدی را در شرایط آسمان بدون ابر، نشان می‌دهد.
۴. محدوده ناحیه وقوع همگرایی و نیز زمانی را که جریان همرفتی در مجاورت منطقه همگرایی آغاز می‌شود، به خوبی نشان می‌دهد.
۵. مدل عددی میان مقیاس باد سطح زمین، نیاز به استفاده از رایانه‌ای با حافظه و سرعت بالا ندارد و به کمک رایانه‌های شخصی معمولی نیز قابل اجرا است.

به طور کلی نتایج این مطالعه و بررسی شرایط واقعی سینوپتیکی و منطقه‌ای نشان می‌دهد که در فصول پاییز و زمستان سیستم‌های پرفشار غالباً بر روی منطقه نفوذ دارند و باعث می‌شوند که باد آرام باشد و شرایط محیط برای افزایش غلظت آلاینده‌ها مهیا شود. با مراجعه به گلبادهای تهران (شکل ۱- الف و ب) نیز مشخص می‌شود که در طی این ماه‌ها بیشترین مقدار باد، آرام گزارش شده است. از طرفی در فصول بهار و تابستان که سیستم‌های کم فشار (گرمایی) بر منطقه حاکم است، بیشترین مقدار باد نیز همراه با آن وجود دارد و ناپایداری هوا، اختلاط و رقیق شدن آن، شرایط را به گونه‌ای فراهم می‌کند که از افزایش غلظت آلاینده‌ها بر روی منطقه جلوگیری شود. در مطالعات دیگری نیز که در این ارتباط انجام شده است، بحرانی‌ترین ماه‌ها از نظر فراهم شدن شرایط سمت و سرعت باد و فشار هوا و در نتیجه تشدید آلودگی هوا، ماه‌های فصول پاییز و زمستان مشخص شده است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از سازمان هواشناسی کشور که امکان انجام این مطالعه را فراهم کرده است، همچنین از آقای مهندس وحید ایکانی، به خاطر همکاری در اجرای این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

منابع و مآخذ

۱. ثقفی، م (۱۳۷۷)؛ ارائه مدلی برای بادهای کوه‌دشت تهران. پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۲. صداقت کردار، عبد... (۱۳۸۰)؛ اثر کوهستان بر روی کیفیت هوای تهران بزرگ و حومه، گزارش پروژه پژوهشی، سازمان هواشناسی کشور.
۳. وازه نامه ژئوفیزیک و هواشناسی، ویرایش دوم (۱۳۷۷)؛ مرکز نشر دانشگاهی و پژوهشکده هواشناسی.
4. Atkinson, B W (1981); *Mesoscale Atmospheric Circulations*, Academic Press, Chapter 6, pp 215-279.
5. Baygi, H B; *Tehran in Illustration*, Tehran : an Urban Analysis.
6. Danard, M (1977); *A Simple Model for Mesoscale Effects of Topography on Surface Winds*, Monthly Weather Review, Vol. 105, pp. 572-581.
7. Dickerson, M. H (1978); *MASCON- A Mass Consistent Atmospheric Flux Model for Regions with Complex Terrain*, Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 17, pp 241-253.
8. Estoque, M. A. & J. Gross (1981); *Further Studies of a Lake Breeze, Part II: Theoretical Study*, Monthly Weather Review, Vol. 109, pp. 213-228
9. Lavoie, R. L (1972); *A Mesoscale Model for Lake-Effect Storms*, Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 219, pp. 1025-1040.
10. Louis, J. F., M. Tiedtke & J. F. Golga (1981); *A Short History of PBL Parameterization at ECMWF*. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, Reading, Berkshire, England.
11. Mass, C. F., & D. P. Dempsey (1985); *A One-Level Mesoscale Model for Diagnosing Surface Winds in Mountainous and Coastal Regions*, Monthly Weather Review, Vol. 113, pp. 1211-1227.
12. Oke, T. R (1996); *Boundary Layer Climates*, 2nd edit.
13. Papageorgia, J. G (1988); *A 3-D Sea Breeze Model of the PBL including Pollutant Dispersion*, Boundary Layer Meteorology, Vol. 45, pp. 9-29.
14. Pielke, R. A (1985); *The Use of Mesoscale Numerical Models to Assess Wind Distribution and Boundary Layer Structure in Complex Terrain*, Boundary Layer Meteorology, Vol. 31, No.3, pp. 217-231.
15. Smagorinsky, J., S. Manabe & J. L. Holloway (1965); *Numerical Results from a Nine Level General Circulation Model of the Atmosphere*, Monthly Weather Review, Vol. 93, pp. 727-742.
16. Stull, Ronald B (1989); *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*