

بررسی میدانی و همانندسازی فیزیکی چند جریان داون برست (خرد انفجار پایین سو) در منطقه تهران

ناهید فیض‌آبادی^۱ و عباسعلی علی‌اکبری‌بیدختی^{۲*}

^۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶،۵،۳۱، پذیرش نهایی: ۸۷،۴،۳)

چکیده

جریان‌های داون برست ناشی از توفان‌های تندی اغلب به صورت پراثرژی، کوتاه مدت و خردمقیاس‌اند و می‌توانند برای هواپیماها به‌ویژه هنگام نشست و برخاستن خطرناک باشند. داون برست‌ها را ایستگاه‌های هواشناسی سطح زمین و رادارها ثبت می‌کنند. مشخصات جریان‌های داون برست که ایستگاه‌های زمینی هنگام وقوع پدیده ثبت می‌کنند، عبارت‌اند از: افزایش فشار، افزایش ناگهانی سرعت باد، تغییرات جهت باد (بیش از ۹۰ درجه)، تغییر دما و رطوبت نیز در بیشتر موارد هنگام وقوع پدیده در ایستگاه‌های زمینی ثبت می‌شوند.

در این بررسی با استفاده از نگاشت‌های ایستگاه‌های هواشناسی ۱۲ مورد رویداد داون برست در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ استخراج شده است. با استفاده از داده‌های دستگاه سودار، برای یک مورد جریان داون برست، نمایه‌های سرعت افقی و قائم و جهت باد در زمان‌های قبل و بعد از رویداد که داده موجود بوده، نسبت به ارتفاع بررسی شده و با استفاده از این نیمرخ‌ها تغییرات $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ و $\frac{\Delta w}{\Delta z}$ مقادیر بیشینه آنها محاسبه شده است. نمودارهای ترمودینامیکی نیز برای ۵ مورد از این پدیده‌ها بررسی و مقادیر آهنگ کاهش دمای محیط و نیروی شناوری برای هر مورد محاسبه شده و با موارد مشابه در سایر نقاط مقایسه شده است. داون برست‌ها در آهنگ کاهش دماهای بیشتر از 9°K/km (نزدیک به بی‌دررو خشک) روی داده‌اند، در آهنگ کاهش دماهای نزدیک به بی‌دررو خشک فروهنج‌ها شدیدتر و مستقل از نسبت اختلاط رطوبت است.

برای بررسی دقیق داون برست‌ها دستگاه‌های دقیق‌تر راداری مورد نیاز است، به دلیل در دسترس نبودن چنین وسایلی، یک مدل فیزیکی از جریان داون برست در آزمایشگاه شبیه‌سازی شده است. رها شدن قائم‌شاره چگال از منبعی دایره‌ای در شرایط محیطی همگن و با چینه‌بندی چگالی شبیه‌سازی می‌شود. شاره رها شده ابری تشکیل می‌دهد که حرکت آن بر اثر درون‌آمیختگی کند می‌شود و هنگام رسیدن به سطح زمین به شکل یک یا چند تاوه حلقوی درمی‌آید و مانند جریان گرانی به اطراف حرکت می‌کند. با استفاده از سیگنال‌های شوری که از نتایج مشاهدات به دست می‌آید، در هر آزمایش عدد فرود داخلی جریان (نسبت نیروی لختی به شناوری) محاسبه می‌شود. آزمایش با تغییر چگالی شاره رها شده و تغییر فاصله دریابه‌ها تکرار می‌شود. سیگنال‌های شوری حاصل از نتیجه آزمایش با نگاشت تندی باد مؤسسه ژئوفیزیک در روز ۲۰/۵/۲۰۰۵ که احتمالاً داون برست وجود داشته است همخوانی خوبی نشان می‌دهد. این بررسی می‌تواند، شروعی برای جمع‌آوری داده‌های اقلیم‌شناسی داون برست‌ها در منطقه تهران باشد.

واژه‌های کلیدی: داون برست، ساختار قائم باد، تاوه حلقوی، برش باد

Field study and physical modeling of a few downbursts in the Tehran area

Feyzabadi, N¹. and Aliakbari-Bidokhti, A. A².

¹Graduate student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

(Received: 22 Aug 2007, Accepted: 23 Jun 2008)

Abstract

Downbursts are small-scale, short-lived and energetic events in the atmosphere. They usually occur from the beginning of spring to summer when the weather is more humid and the convective weather conditions are suitable. Because of the small-scale property of the downburst, it has sometimes been observed only in a meteorological station and other stations have not observed considerable changes.

The structure of the downburst outflow is examined by means of surface meteorological data at the Institute of Geophysics and Mehrabad Airport stations and skewt charts. Distinctive features associated with downburst are: a sudden drop in temperature, sudden increase in wind speed, wind shift, pressure rise and humidity increment. Strong vertical and horizontal shears are also observed according to sodar data.

In this study the characteristics of 12 outflow samples between 2003 and 2005 using surface meteorological data, and 5 outflow samples using skewt charts and one downburst sample using sodar data, are considered. Using sodar data for the downburst, the horizontal and vertical speed and wind direction relative to altitude have been analysed before and after the downburst occurrence. Using these profiles, $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ and

$\frac{\Delta w}{\Delta z}$ changes and maximums have been calculated. Skewt charts have been used for 5 instances, the temperature lapse rate in the environment and buoyancy force have been calculated for each one, and compared to other similar instances worldwide. Downbursts have occurred when lapse rates of temperature in the environment had been more than 9°K/km (around dry adiabatic lapse rate). When the temperature lapse rate in the environment was closer to the dry adiabatic lapse rate, the downdrafts were found to be more powerful and is independent from humidity mixing ratio.

The best downburst detectors are Doppler radars and lidars. Because of the unavailability of such instruments a physical model of downburst was setup in the laboratory. Vertical release of a known volume of dense fluid is simulated in an isotropic and in a density stratified environment. As soon as the released fluid reaches the surface, it forms the shape of a vortex ring and spreads out in all directions like a gravity current. Typical Froude numbers of the flow in 0.7. The structure of the flow is monitored by conductivity probes showing inhomogeneous turbulent structure. Because vertically moving flow in the atmosphere can lead to danger to flying aircraft near the ground it must be studied and monitored near the airports using fast response monitoring systems. This study may be a commencement for gathering downburst climatology data in the Tehran district.

Key words: Downburst, Vertical structure, Vortex ring, Wind shear

۱ مقدمه

وقتی شکل می‌گیرد که محیط زیر ابر، یک لایه بی‌دررو خشک عمیق (۳km) را نشان دهد.

براساس بررسی‌ها و مشاهدات صورت گرفته (واکیموتو و همکاران، ۱۹۹۳) داون برست‌ها، در پارامترهای هواشناختی تغییراتی نظیر افزایش فشار، افزایش تندی باد و تغییر جهت باد ایجاد می‌کنند. تغییر رطوبت و دما نیز به نوع داون برست، بستگی دارد. در این تحقیق اندازه‌گیری پارامترهای هواشناختی سطح زمین برای زمان‌هایی که احتمالاً داون برست در منطقه تهران وجود داشته است، با نگاشت‌های سمت و سرعت باد، فشار، دما، رطوبت ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک، مهرآباد و فرودگاه امام خمینی و دستگاه فراصوتی مؤسسه ژئوفیزیک بررسی شده است. ساختار قائم جریان‌های داون برست با نمودارهای ترمودینامیکی و داده‌های سودار مورد بررسی قرار گرفته است. ولی برای بررسی دقیق و تفکیک داون برست‌ها، ماکروبرست‌ها و مایکروبرست‌ها دستگاه‌های دقیق‌تر راداری مورد نیاز است، بنابراین برای بررسی ساختار آنها از یک مدل فیزیکی استفاده می‌شود.

۲ نحوه تشکیل داون برست‌ها و ساختار آنها

فوجیتا (۱۹۸۵) داون برست را یک فروهنج (downdraft) قوی که در نزدیکی سطح زمین یک جریان خروجی با بادهای مخرب ایجاد می‌کند، تعریف کرد. بنا بر نظریه فوجیتا و واکیموتو (۱۹۸۳) شدت داون برست به آهنگ بارندگی بستگی ندارد. آنها همچنین مشخصات ابرهایی که داون برست را به وجود می‌آورد، بیان کردند. داون برست ممکن است از پایه ابر کومه‌ای تیره سرچشمه بگیرد، گاه بارش از سندان یک ابر کومه‌ای پراکنده هم می‌تواند، یک مایکروبرست خشک شدید ایجاد کند. ویرگا (تبخیر باران در زیر ابر) ناشی از یک ابر کومه‌ای ممکن است بی‌خطر به نظر برسد ولی می‌تواند

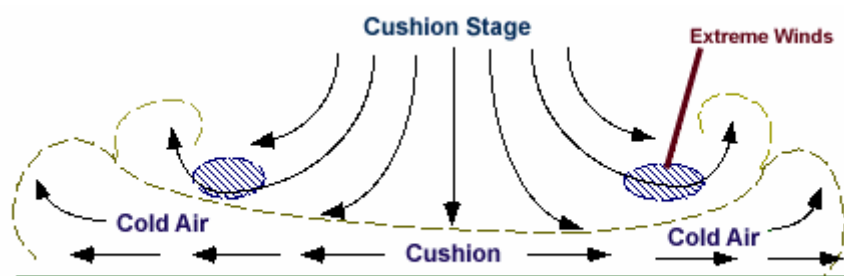
داون برست (downburst، یا خرد انفجار پایین سو) پدیده خردمقیاس جوی است که در آن هوای چگال از پایه ابر همرفتی ریزش می‌کند و می‌تواند در ارتفاع پایین، برش‌های (shear) باد عمودی و افقی خطرناک ایجاد کند و آسیب‌های شدید به هواپیماها در مرحله نشستن و برخاستن وارد نماید. اسمیت (۱۹۸۶) پیشنهاد کرد که داون برست‌ها درحکم پدیده قابل مشاهده دسته‌بندی شوند زیرا می‌توانند با باران یا گردوغبار قابل مشاهده شوند. همچنین ممکن است با ویرگا، توفان تندری (thunderstorm) یا آذرخش باشند. فوجیتا (۱۹۸۵) داون برست با بیشینه گسترش افقی ۴ کیلومتر را در نقش یک مایکروبرست تعریف کرد و زمانی که قطر داون برست بیشتر از ۴ کیلومتر بود آن را ماکروبرست نامید. داون برست‌ها ممکن است هر جایی و هر زمانی رخ دهند ولی معمولاً از اوایل بهار تا اوایل تابستان که هوا مرطوب‌تر و شرایط همرفتی فراهم‌تر است، بیشتر رخ می‌دهند. واکیموتو (۱۹۸۵) براساس نمونه‌های آماری ۱۸۶ رویداد مایکروبرست، روشن ساخت که فعالیت آنها معمولاً در بعد از ظهر شروع می‌شود و بیشترین رویدادها به ترتیب در ساعت‌های ۱۵ و ۱۸ به وقت محلی اتفاق می‌افتد. این پدیده به دلیل مقیاس کوچک و ایجاد تغییر باد در منطقه کوچک برش باد، ممکن است خیلی زیاد به وجود آید. طول عمر داون برست‌ها حدود ۱۰ تا ۳۰ دقیقه است و مقیاس زمانی و مکانی کوچک، این پدیده بررسی و پیش‌بینی آن را در زمان واقعی مشکل می‌کند. در حال حاضر بهترین آشکارکننده‌های داون برست‌ها رادارهای دوپلری و لیدارها هستند. مشاهدات نشان می‌دهد که در حدود ۵٪ توفان‌های تندری قادرند که داون برست تولید کنند. داون برست‌ها در شرایط محیطی مناسب گسترش می‌یابند، براون و همکاران (۱۹۸۲) و واکیموتو (۱۹۸۵) بیان کرده‌اند که جریان‌های خروجی (out flow) قوی

از رسیدن به زمین تبخیر می‌شود. به هر حال در رویداد داون برست هوا به سمت پایین هجوم می‌آورد (فوجیتا، ۱۹۸۵).

فروهنج‌های ناشی از ابر کومه‌ای در مقیاس‌های زمانی و مکانی به شدت متغیر هستند. در یک طرف فروهنج توفان تندری کلاسیکی همانند پروژه توفان تندری (بایرز و براهام، ۱۹۴۹) وجود دارد و در طرف دیگر مایکروبرست که یک مشکل جدی برای پرواز هواپیماها ایجاد می‌کند. سازوکارهای فیزیکی متفاوتی که در فروهنج توفان تندری کلاسیکی و مایکروبرست وجود دارد، واضح نیست. ولی آنچه مسلم است فروهنج‌های بزرگ مقیاس در گروه فروهنج‌های ناشی از ابر کومه‌ای قرار نمی‌گیرند، زیرا فروهنج‌هایی با مقیاس بزرگ‌تر با نیروی شناوری رانده نمی‌شوند.

مراحل تغییرات تکاملی داون برست سه مرحله است که در مرحله برخورد یا تماس همان‌طور که فروهنج از پایه ابر شروع به نزول می‌کند با لبه تیز شتاب می‌گیرد، گسترش می‌یابد و در عرض چند دقیقه به زمین می‌رسد. در طی مرحله تماس شدیدترین بادهای قائم مشاهده می‌شود. مرحله دوم انفجار به سمت بیرون، در طول این مرحله باد بر اثر برخورد با زمین و عکس‌العمل لایه اصطکاک سطحی حلقه می‌زند و هوای سرد داون برست از نقطه تماس با زمین دور می‌شود. مرحله چنبره، در طول این مرحله بادهای اطراف حلقه شتاب می‌گیرند، برش مربوط به تاوایی (vorticity) زیاد می‌شود که می‌تواند یک تهدید جدی برای هواپیماهای نزدیک آن ایجاد کند.

مایکروبرست قوی به مدت دو تا سه دقیقه ایجاد کند. داون برست‌ها می‌توانند نیروی خود را از رود بادهای (jet stream) در ارتفاعات بالا بگیرند و همچنین ویرگای سبب سرد شدن هوا و موجب به وجود آمدن فروهنج می‌شود. وقتی که فروهنج به زمین می‌رسد به صورت افقی، در همه جهت‌ها به بیرون گسترش می‌یابد و ممکن است یک یا چند تاوه حلقوی (vortex ring) افقی اطراف فروهنج به وجود آید (شکل ۱). جریان خروجی ممکن است ۲-۴ کیلومتر عرض داشته باشد و تاوه حلقوی ممکن است تا ارتفاع ۶۰۰ متری زمین بالا بیاید. قله بادهای ۲-۴ دقیقه طول می‌کشد و سرعت فروهنج ناشی از داون برست ممکن است تا ۳۰ متر بر ثانیه باشد. فرایند یک داون برست وقتی شروع می‌شود که فراهنج‌ها در یک ابر همرفتی دیگر نمی‌توانند وزن ذرات یخ و آب را نگه دارد. همان‌طور که ذرات پایین می‌آیند هوا را به سمت پایین می‌کشند و موجب یک فروهنج می‌شوند. این شروع یک بارش تحریکی است. حرکات پایین‌رو وقتی تقویت می‌شوند که هوا از بیرون ابر با هوای اشباع ابر مخلوط شود. همان‌طور که هوای مرطوب از میان ابر پایین می‌آید، تبخیر ذرات آب در زیر سطح ابر، هوا را بیشتر سرد می‌کند و حرکات پایین‌رو را افزایش می‌دهد. به علاوه ذوب برف در ارتفاعات پایین‌تر به سرد شدن هوا و دوام فروهنج کمک می‌کند. اگر پایه ابر به اندازه کافی بالا و هوای پایین ابر به اندازه کافی خشک باشد، سرمایش شدید، منطقه را فرا می‌گیرد، در نتیجه هوا با قدرت به پایین هجوم می‌برد. به دلیل کمی رطوبت، بیشتر بارش قبل



شکل ۱. مرحله چنبره داون برست (سایت دانشگاه ایلی‌نویز ایالات متحده).

سرعت و جهت باد، فشار، دما و رطوبت ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک، فرودگاه مهرآباد و فرودگاه امام خمینی، دستگاه فراصوتی و داده‌های سودار مؤسسه ژئوفیزیک، جو بالای مهرآباد و مقایسه این نگاشت‌ها و داده‌ها نیاز است.

۳-۱ بررسی داون برست‌های تهران براساس نگاشت‌های هواشناختی سطحی: نگاشت باد در رویداد داون برست با جبهه‌های جستانک توفان‌های همرفتی کمی متفاوت است، در جبهه‌های جستانک نگاشت سرعت افقی باد، شمشیری شکل است ولی در رویداد داون برست کمی پهن‌تر است. تفاوت دیگر این رویداد با جبهه‌های جستانک در نحوه تغییرات فشار، دما و رطوبت است. در جبهه‌های جستانک نگاشت فشار و رطوبت افزایش ناگهانی و نگاشت دما افت ناگهانی را نشان می‌دهد، ولی در رویداد داون برست فشار افزایش می‌یابد ولی تغییرات نگاشت‌های دما و رطوبت در سطح زمین به نوع داون برست وابسته است. از آنجا که مقیاس مکانی این پدیده کوچک است در اکثر موارد این پدیده فقط در یکی از ایستگاه‌ها مشاهده شده و نگاشت‌های ایستگاه دیگر پدیده خاصی را ثبت نکرده است. نگاشت‌ها فقط تغییرات پارامترهای هواشناختی را در ایستگاه ثبت می‌کنند و ممکن است این رویداد دقیقاً روی ایستگاه رخ ندهد و ایستگاه، فقط در حاشیه جریان خروجی داون برست باشد. بنابراین، داده‌ها ممکن است مربوط به حاشیه جریان خروجی داون برست باشند و داده‌های مرکز جریان در دسترس نباشد. در شکل ۲ یک نمونه از نمودار دستگاه فراصوتی ایستگاه مؤسسه ژئوفیزیک مورخ ۲۰/۵/۲۰۰۵ شامل تندی و جهت باد، دما، رطوبت و فشار هنگام عبور یک جریان داون برست را نشان می‌دهد. این رویداد در ایستگاه مهرآباد ضعیف‌تر است و در ایستگاه فرودگاه امام خمینی مشاهده نشده است. با بررسی

به‌طورکلی مایکروبرست‌ها به دو دسته خشک و مرطوب تقسیم می‌شوند، که دسته اول با باران کمتر از ۰/۲۵ میلی‌متر در سطح زمین همراه است و دسته دوم باران بیشتر از این مقدار را دارد. مشخصه متمایز اصلی بین این دو، محیطی است که مایکروبرست در آن به وجود می‌آید. مایکروبرست خشک در محیط خشک که رطوبت همرفتی بسیار ناچیز است گسترش می‌یابد. آنها اغلب از محدوده جلو کوهستان تا منطقه فلات روی می‌دهند. جو در ارتفاع بالا مرطوب است، اما در ارتفاع‌های پایین‌تر تا حد بسیار زیادی خشک است. مایکروبرست مرطوب معمولاً همراه با توفان‌های تندی که بارش سنگین دارند رخ می‌دهد، اغلب در مناطق بسیار مرطوب مانند منطقه شرق رشته کوه راکو امریکا دیده می‌شود. سرتاسر جو معمولاً به صورت یک لایه عمیق، به جز برای یک لایه خشک در ارتفاع بالا، مرطوب است. اگر لایه خشک مرتفع به اندازه کافی سرد و مرتفع باشد، در زمان بارش، انرژی کافی برای شروع یک فروهنج شدید وجود دارد. همه فرایندها در مایکروبرست مرطوب به جز بارندگی سنگین همراه با برش باد قوی محیط، شبیه مایکروبرست خشک است و ضمناً به علت وجود باران آشکارسازی آنها آسان‌تر است. مایکروبرست‌های مرطوب به‌طور مکرر، با آذرخش همراه می‌شوند و این نشانه وجود فروهنج درون ابر است. از آنجا که هوا رسانای ضعیف الکتریسیته است، در هنگام بارندگی، فروهنج به توزیع بار از پایه ابر تا زمین کمک می‌کند. معمولاً فروهنج و بارش به طور ناگهانی به زمین نزدیک می‌شوند و بار منفی در حال حرکت به سمت زمین با بار مثبت در حال حرکت به سمت بالا برخورد می‌کند و اتصال بارها، آذرخش را به وجود می‌آورد (راینهارت و هولر، ۱۹۸۸).

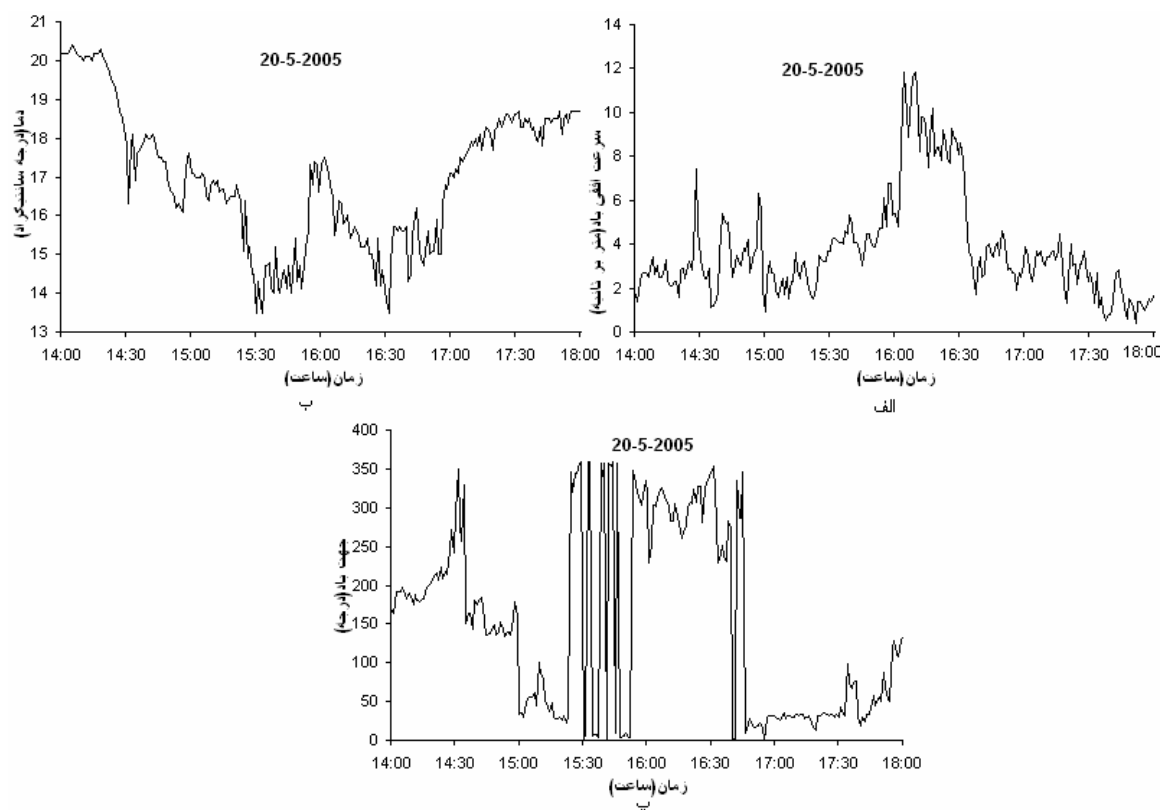
۳ بررسی داون برست‌های تهران

برای بررسی ساختار داون برست‌ها به بررسی نگاشت‌های

سنجش از دور مورد استفاده قرار می‌گیرد. داده‌های سودار مورد بررسی، شامل تغییرات سرعت افقی و قائم باد، جهت باد، با ارتفاع است. دستگاه سودار دارای زمان نمونه‌برداری ۱۵ دقیقه است و پارامترهای هواشناختی توسط دستگاه در هر ۱۵ دقیقه میانگین‌گیری می‌شود. این ویژگی برای بررسی حرکات با تغییرات سریع و یا آبی محدودیت ایجاد می‌کند. نکته دیگر اینکه در ارتفاعات پایین‌تر از ۵۰ متر به دلیل اثرات نوفه‌ای سطحی و انعکاس امواج صوتی از موانع اطراف، سودار قادر به اندازه‌گیری دقیق نیست، در حالی که برای ارتفاعات بالاتر دقت آن تا محدوده‌ای که تپ صوتی آن برد دارد، بیشتر است. داده‌های مربوط به یک نمونه پدیده داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ انتخاب شده است، که

نگاشت‌های چند ساله باد، فشار و دما در زمان‌هایی که احتمال وقوع داون برست بیشتر است (در بعد از ظهرهای بهار و تابستان) مشخصات چند داون برست در جدول ۱ آمده است. تغییرات فشار، دما، رطوبت، سمت و سرعت باد برای داون برست‌ها از روی نگاشت‌ها استخراج شده است.

۲-۳ ساختار قائم داون برست‌های بررسی شده با استفاده از داده‌های سودار: در این بررسی از داده‌های سودار مؤسسه ژئوفیزیک برای بررسی ساختار قائم داون برست استفاده می‌شود. دستگاه سودار مورد نظر از نوع PA1 با توان صوتی ۲۵ وات و توان کلی ۲۲۵ وات است. سودار برای اندازه‌گیری کمیت‌های لایه مرزی به روش



شکل ۲. نمودار دستگاه فراصوتی (الف) تندی باد (ب) دما (پ) جهت باد، مربوط به یک نمونه داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ ایستگاه مؤسسه ژئوفیزیک.

جدول ۱. مشخصات داون برست‌های بررسی شده در ایستگاه‌های ژئوفیزیک، مهرآباد و امام خمینی برای سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۰۵. علامت --- نشان می‌دهد که داده در دسترس نیست و علامت * نشان می‌دهد که نگاهت تغییرات خاصی را نشان نمی‌دهد.

ایستگاه	روز	تاریخ	ساعت شروع (UTC)	مدت زمان (دقیقه)	بیشینه سرعت ms^{-1}	انحراف جهت باد (درجه)	افزایش فشار mb	تغییر دما K	تغییر رطوبت %
ژئوفیزیک	۱۸ اردیبهشت ۸۲	۲۰۰۳/۵/۷	۱۲:۴۰	۲۰	۱۴	۱۸۰	۲	-۲	+۲
ژئوفیزیک	۳۰ اردیبهشت ۸۲	۲۰۰۳/۵/۱۹	۱۴:۲۰	۳۰	۱۳	۱۸۰	۲	-۲	---
ژئوفیزیک	۲ خرداد ۸۲	۲۰۰۳/۵/۲۲	۱۲:۱۰	۳۰	۲۰	۱۵۰	۱	-۴	---
ژئوفیزیک	۱۷ فروردین ۸۳	۲۰۰۴/۴/۵	۱:۱۰	۳۰	۱۲	۱۸۰	۱	-۲	+۴
مهرآباد	۱۷ فروردین ۸۳	۲۰۰۴/۴/۵	۱:۰۰	*	---	---	۱	-۴	---
امام خمینی	۱۷ فروردین ۸۳	۲۰۰۴/۴/۵	*	*	---	---	<۱	*	+۳
ژئوفیزیک	۱۲ اردیبهشت ۸۳	۲۰۰۴/۵/۱	۱۷:۲۰	۳۰	۱۴	۹۰	۲	-۳	+۱۰
مهرآباد	۱۲ اردیبهشت ۸۳	۲۰۰۴/۵/۱	۱۷	۲۰	---	---	۲	-۱	*
امام خمینی	۱۲ اردیبهشت ۸۳	۲۰۰۴/۵/۱	۱۶:۴۰	۳۰	---	---	۲	-۳	+۴۰
ژئوفیزیک	۱۰ خرداد ۸۳	۲۰۰۴/۵/۳۰	۱۹:۳۰	۳۰	۱۹	۱۴۰	۵	-۵	+۳
مهرآباد	۱۰ خرداد ۸۳	۲۰۰۴/۵/۳۰	۱۹	۳۰	---	---	۴	-۷	+۴۲
ژئوفیزیک	۱۳ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۳	۱۰:۴۰	۲۰	۱۶	۹۰	۲	-۷	+۴۵
مهرآباد	۱۳ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۳	۱۰:۲۰	۲۰	۱۲	---	۲	-۷	+۳
ژئوفیزیک	۱۳ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۳	۱۵:۲۰	۱۰	۵	۶۰	*	*	---
مهرآباد		۲۰۰۵/۵/۳	۱۵:۰۰	۱۵	۹	---	۱	-۱	+۴
ژئوفیزیک	۱۴ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۴	۱۵:۴۰	*	*	*	*	*	+۴
مهرآباد		۲۰۰۵/۵/۴	۱۵:۲۰	۲۵	۱۱	۱۴۰	۱	*	+۲
ژئوفیزیک	۱۹ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۹	۱۲:۲۰	*	۵	۳۰	*	-۳	*
مهرآباد	۱۹ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۹	۱۲:۱۰	۳۰	۱۳	---	*	-۳	*
ژئوفیزیک	۲۳ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۱۳	۱۲:۴۰	۱۰	۱۴	۸۰	۱	+۲	-۲
مهرآباد	۲۳ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۱۳	۱۲:۵۰	۲۰	۱۰	---	۱	-۳	+۳
ژئوفیزیک	۳۰ اردیبهشت ۸۴	۲۰۰۵/۵/۲۰	۱۲:۳۰	۳۰	۱۳	۱۰۰	۲	-۵	*

ناشی از گرم شدن سطح زمین و در فصولی که میزان رطوبت سطح زمین زیاد باشد (بهار و تابستان) رخ می‌دهد. در این پدیده سرعت قبل از شروع پدیده بسیار کم و هنگام وقوع داون برست افزایش یافته و بعد از وقوع پدیده

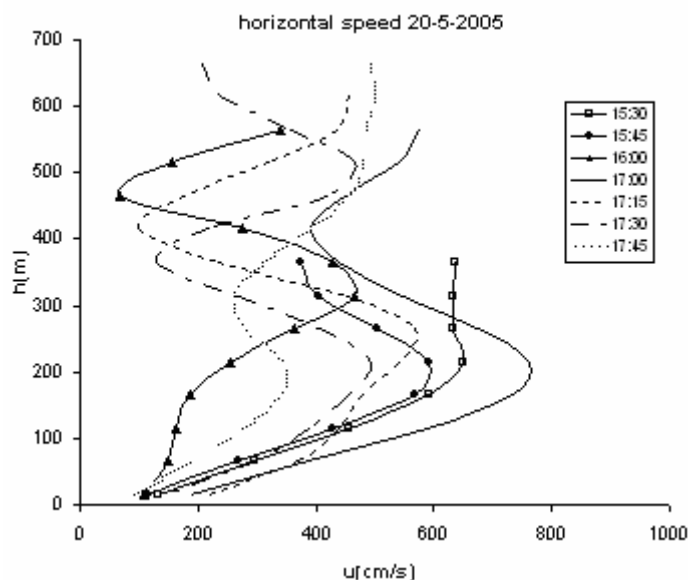
داده‌های سودار آن برای زمان قبل و بعد از رویداد داون برست در دسترس است (بین ساعات ۱۶ تا ۱۷ سودار داده‌ای ثبت نکرده است). داون برست اغلب در بعد از ظهر به علت مقدار بیشینه ناپایداری در لایه مرزی جو

به طور نسبتاً آرامی کاهش می‌یابد.

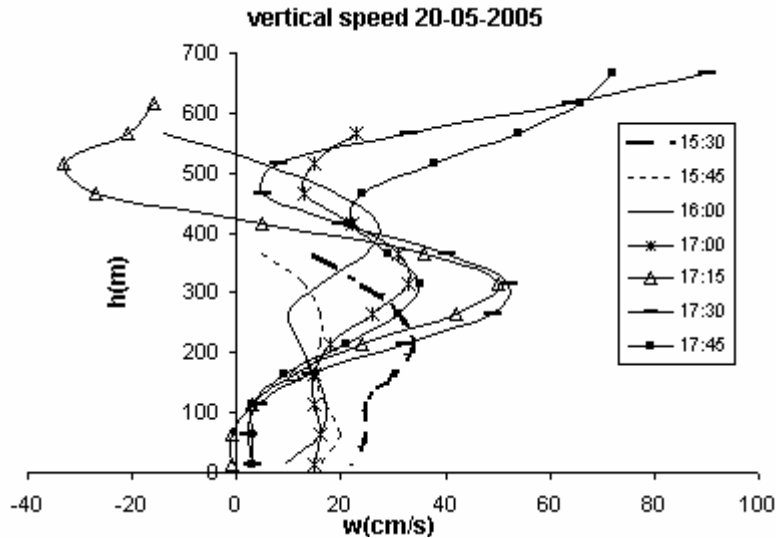
نمایه قائم سرعت افقی (شکل ۳) از سطح زمین تا ارتفاع ۳۰۰ متری قبل از بیشینه شدن سرعت باد، دارای شیب مثبت است و بعد از رسیدن داون برست، شیب نمایه قائم سرعت افقی از سطح زمین تا ۲۰۰ متری مثبت و از ۲۰۰ تا ۴۰۰ متری منفی و از ۴۰۰ تا ۶۵۰ متری مجدداً مثبت است. از ارتفاع ۶۵۰ متری به بعد داده‌های کمتری موجود است. شکل ۳ نشان می‌دهد که قبل از رسیدن جریان داون برست، نیمرخ جریان دارای تغییرات عمده‌ای (شامل چند لایه برشی) است. علت این پیچیدگی‌ها شاید مربوط به کانالیزه شدن جریان در مسیرهای متفاوت به علت منشأهای گوناگون هوای ورودی به منطقه و حرکات نوسانی باشد (بیوک، ۱۳۸۲). بعد از رسیدن داون برست هم برش شدید وجود دارد. از ارتفاع ۶۰۰ متری دستگاه سودار داده‌ای ثبت نکرده است که دلیل آن سرعت زیاد باد یا محدودیت اندازه‌گیری سودار در

ارتفاع‌های مربوط است.

در شکل ۴ تغییرات سرعت قائم در ارتفاعات متفاوت مشاهده می‌شود. تغییرات سرعت قائم از ارتفاع ۲۰۰ تا ۶۵۰ متری کاملاً محسوس است. روند تغییرات نوسانی با ارتفاع در اغلب نمایه‌ها آشکار است. نوسانات سرعت قائم مربوط به شکل و ساختار داون برست است. در نمودار ساعت ۱۶ قبل از وقوع داون برست در ارتفاع کمتر از ۵۰۰ متری سرعت قائم مثبت و زیادی این ارتفاع، منفی است، که نشان‌دهنده آغاز حرکات نزولی در ارتفاعات بالاتر از ۵۰۰ متر است. در ساعت ۱۷ حرکات صعودی است، که نشان‌دهنده پایان رویداد است. در ساعت ۱۷:۱۵ در ارتفاعات بالاتر از ۴۰۰ متری سرعت منفی است، که احتمالاً مربوط به رویداد داون برست ضعیف‌تر دیگری است که به سطح زمین نرسیده است، زیرا نگاشت باد در سطح زمین، تغییر قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهد.



شکل ۳. نیمرخ قائم سرعت افقی باد برای پدیده داون برست تاریخ ۲۰/۵/۲۰۰۵ وقوع داون برست در فاصله زمانی ۱۶:۳۰-۱۶:۱۶.



شکل ۴. نیمرخ قائم سرعت قائم باد برای پدیده داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ زمان رخداد داون برست در بازه زمانی ۱۶:۳۰-۱۶:۰۰ است.

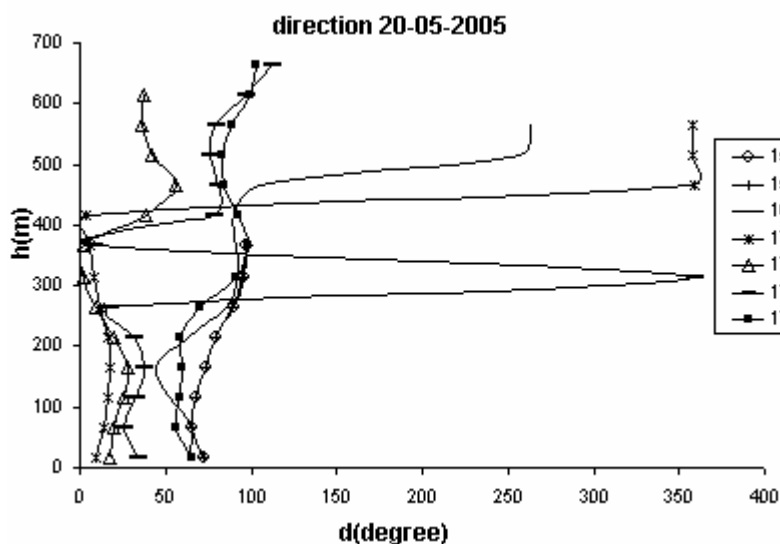
به پدیده مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ محاسبه شده و در جدول ۲ آمده است. بیشترین مقدار $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ برای روز ۲۰۰۵/۵/۲۰ مقدار $4/9 \times 10^{-2} s^{-1}$ در ارتفاع ۴۴۰ متری و در ساعت ۱۸، بیشینه $\frac{\Delta w}{\Delta z}$ (همگرایی قائم) در ۵۹۰ متری با مقدار $0/62 \times 10^{-2} s^{-1}$ در ساعت ۱۷:۳۰ مشاهده می‌شود که احتمالاً مربوط به رویداد داون برست دیگری است که به زمین نرسیده است. کمینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ در ارتفاع ۳۴۰ متری در ساعت ۱۷:۱۵ رخ می‌دهد. شکل ۶ تغییرات چرخش باد نسبت به ارتفاع را در پدیده داون برست روز ۲۰۰۵/۵/۲۰ نشان می‌دهد. قبل از پدیده داون برست، در ارتفاعات کمتر از ۳۰۰ متری چرخش مثبت و از ۳۰۰ تا ۵۰۰ متری منفی (سرعت مداری با ارتفاع کاهش می‌یابد) و سپس مجدداً مثبت می‌شود. بعد از وقوع پدیده نیز در ارتفاعات پایین چرخش مثبت و در ارتفاعات بالاتر چرخش منفی و متغیر است. تغییرات نوسانی نمایه‌های قائم $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ در شکل ۶ نشان‌دهنده برش‌های متعدد در جریان داون برست است. چرخش‌های محاسبه شده در حدود $2-4 \times 10^{-2} s^{-1}$ نسبتاً

در شکل ۵ نمودار تغییرات جهت باد با بازه زمانی ۱۵ دقیقه از ساعت ۱۵:۳۰ تا ۱۷:۴۵ در روز ۲۰۰۵/۵/۲۰ ارائه شده است. ملاحظه می‌شود با وجود کمبود داده‌ها در لحظه وقوع داون برست تغییرات جهت باد قبل و کمی بعد از وقوع داون برست قابل بررسی است. قبل از رویداد داون برست جهت باد با ارتفاع تغییر قابل ملاحظه‌ای نمی‌کند. در لحظه شروع داون برست (ساعت ۱۶) در ارتفاع حدود ۴۵۰ متری، ناگهان جهت باد، حدود ۱۸۰ درجه تغییر می‌کند. در ساعت ۱۷ و ۱۷:۳۰ در ارتفاع‌های ۴۰۰ و ۳۰۰ متری به دلیل اینکه جهت باد از ۳۶۰ درجه به صفر عبور می‌کند (انتقال صفر/ ۳۶۰ درجه، یک رفتار دستگاهی) تغییرات ناگهانی در شکل دیده می‌شود. بعد از داون برست مجدداً جهت باد با ارتفاع تغییر عمده‌ای را روشن می‌سازد. این شکل نشان می‌دهد که بادهای بیشتر جهت شرقی داشته‌اند.

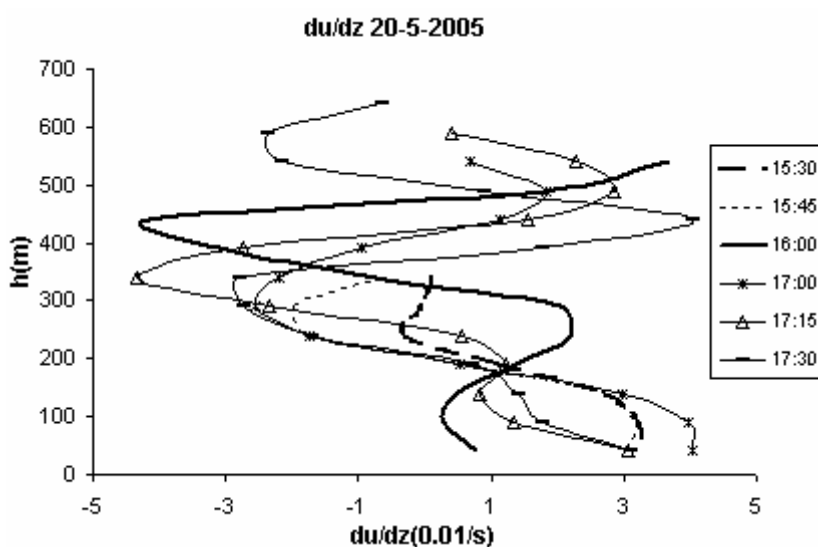
پدیده داون برست، در ارتفاع پایین برش‌های باد عمودی و افقی خطرناک ایجاد می‌کند. بنابراین مقادیر چرخش قائم باد افقی $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ و واگرایی قائم $\frac{\Delta w}{\Delta z}$ ، مربوط

واگرایی آن در سطح زمین همخوانی دارد. چینش قائم سرعت افقی که هنگام وقوع پدیده و بعد از آن روی می‌دهد، می‌تواند ناپایداری‌های شدیدی موجب شود که در ایجاد تلاطم نقش مؤثری دارند.

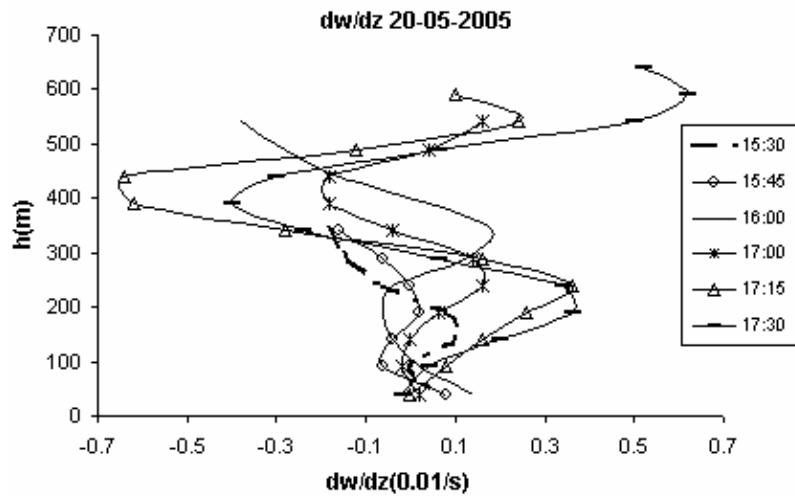
زیاد و حد چینش مجاز تعیین شده حدود $10^{-2} s^{-1}$ است (گوف، ۱۹۷۶). واگرایی قائم (شکل ۷) نیز اغلب در ارتفاعات پایین مثبت است، که نشان‌دهنده کشیده‌شدگی ستون هوا است، که با حرکات بالارو تاوه حلقوی و



شکل ۵. تغییرات جهت باد برای پدیده داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ زمان رخداد داون برست در بازه زمانی ۱۶:۳۰-۱۶:۱۶.



شکل ۶. تغییرات نمایه افقی چینش باد نسبت به ارتفاع برای پدیده داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ زمان رخداد داون برست بازه زمانی ۱۶:۳۰-۱۶:۱۶.



شکل ۷. تغییرات نمایه قائم و اگرایی قائم نسبت به ارتفاع قبل و بعد از جریان داون برست مورخ ۲۰۰۵/۵/۲۰ زمان رخداد داون برست بازه زمانی ۱۶:۳۰-۱۶:۳۰.

جدول ۲. مقادیر بیشینه و کمینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ و $\frac{\Delta w}{\Delta z}$ مربوط به تاریخ ۲۰-۵-۲۰۰۵، برحسب $10^{-2} s^{-1}$ و ارتفاع رخداد آن برحسب متر است.

ساعت وقت محلی	بیشینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$	ارتفاع مربوط به بیشینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$	بیشینه $\frac{\Delta w}{\Delta z}$	ارتفاع مربوط به بیشینه $\frac{\Delta w}{\Delta z}$	کمینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$	ارتفاع مربوط به کمینه $\frac{\Delta u}{\Delta z}$	کمینه $\frac{\Delta w}{\Delta z}$	ارتفاع مربوط به کمینه $\frac{\Delta w}{\Delta z}$
۱۵:۳۰	۳/۲۸	۴۰	۰/۰۱	۱۴۰	-۰/۲۸	۲۴۰	-۰/۱۸	۳۴۰
۱۵:۴۵	۳/۰۸	۴۰	۰/۰۸	۴۰	-۱/۹۸	۲۹۰	-۰/۱۶	۳۴۰
۱۶	۳/۶۶	۵۴۰	۰/۱۸	۳۴۰	-۴/۱۶	۴۴۰	-۰/۳۸	۵۴۰
۱۷	۴/۰۲	۴۰	۰/۱۶	۲۴۰	-۲/۵۴	۲۹۰	-۰/۱۸	۴۴۰
۱۷:۱۵	۳/۰۶	۴۰	۰/۳۶	۲۴۰	-۴/۳۴	۳۴۰	-۰/۶۴	۴۴۰
۱۷:۳۰	۴/۰۴	۴۴۰	۰/۶۲	۵۹۰	-۲/۷۸	۳۴۰	-۰/۴	۳۹۰
۱۷:۴۵	۱/۸۸	۴۰	۰/۳۲	۵۴۰	-۱/۳۲	۲۴۰	-۰/۱۴	۳۹۰
۱۸	۴/۹	۴۴۰	۰/۳۸	۴۹۰	-۳/۹۸	۲۹۰	-۰/۱۲	۹۰
۱۸:۳۰	۳/۹۲	۴۹۰	۰/۴۴	۴۴۰	-۲/۱۸	۲۹۰	-۰/۶۲	۵۹۰

۳-۳ (پایه ابر در ۶۰۲ میلی باری قرار دارد). در ارتفاعات بالاتر از ۵۲۰ میلی باری جو تا حد زیادی خشک است، که این می‌تواند پتانسیل لازم برای وقوع داون برست را ایجاد کند. با توجه به رطوبت نسبی کم در سطح زمین و وجود یک لایه بسیار خشک در نزدیکی سطح زمین احتمالاً یک داون برست خشک رخ داده است. رویداد داون برست در این روز فقط با نداشت‌های ایستگاه فرودگاه مهرآباد ثبت شده است و داده‌های ایستگاه فرودگاه امام

۳-۳ بررسی نمودارهای ترمودینامیکی در زمان‌های نزدیک به رویداد داون برست: شکل ۸ نمودارهای ترمودینامیکی ساعت ۱۲ UTC مورخ ۲۰۰۵/۵/۹، ده دقیقه قبل از وقوع داون برست را با استفاده از ایستگاه جو بالا فرودگاه مهرآباد نشان می‌دهد. در سطح زمین رطوبت نسبی حدود ۱۹٪ است. همان‌طور که در شکل ملاحظه می‌شود، از سطح زمین تا ارتفاع ۷۰۰ میلی باری جو خشک و از ۷۰۰ تا ۵۲۰ میلی باری جو نسبتاً مرطوب است

خمینی و مؤسسه ژئوفیزیک پدیده تغییرات قابل ملاحظه‌ای را ثبت نکرده‌اند.

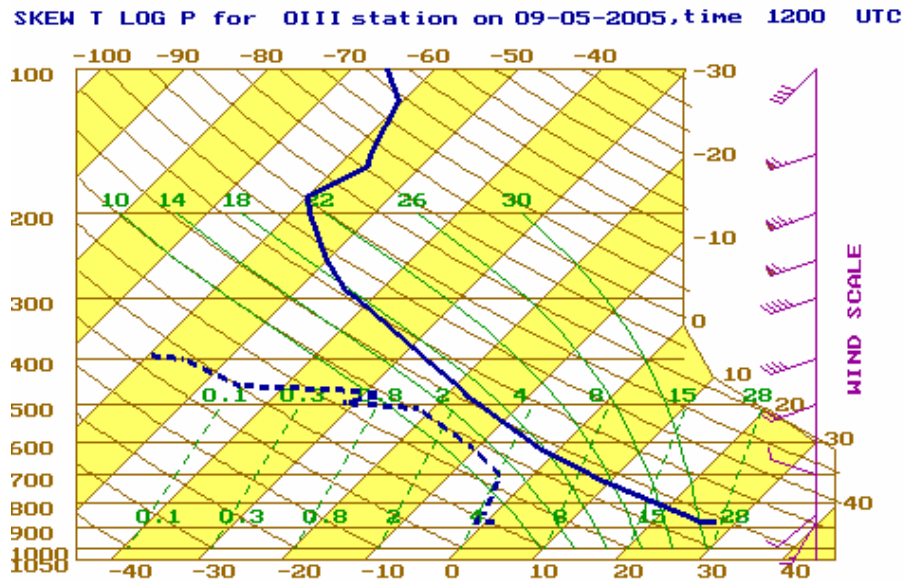
در این زمان در سطح زمین بین دما و نقطه شبنم حدود 26°C تفاوت دما وجود دارد، با افزایش ارتفاع این تفاوت دما (فاصله بین خط دما و نقطه شبنم) کمتر و جو نسبتاً مرطوب می‌شود و در ارتفاع حدود ۲۳۷۲ متری سطح زمین (۶۰۲ میلی‌باری) پایه ابر قرار می‌گیرد. آهنگ کاهش دما در این ساعت بر مبنای سطح زمین و تراز تراکم همرفت (CCL) حدود $13/5^{\circ}\text{K/km}$ است. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، چند لایه خشک و مرطوب در جو وجود دارد. بنا به گزارش ایستگاه‌های ژئوفیزیک و مهرآباد در روز ۲۰۰۵/۵/۹ بارش‌های پراکنده، رگبار و رعد و برق وجود داشته است، تعدادی از قطرات باران در هنگام نزول از میان لایه نسبتاً خشک جو تبخیر می‌شوند و سرمایش ایجاد شده در طی این فرایند موجب نزول فروهنج قوی می‌شود که می‌تواند بیانگر یک داون برست خشک باشد.

مشخصات چند پدیده داون برست بررسی شده در منطقه تهران در جدول ۳ آورده شده است. فشار و دما در سطح زمین و تراز تراکم همرفت با استفاده از نمودار ترمودینامیکی و دمای پتانسیل از معادله پواسون $\theta = T(p_0/p)^{R/C_p}$ که در آن T دمای بسته هوا به کلونین، p فشار بسته هوا، p_0 فشار استاندارد 1000mb ، R ثابت

عمومی گازها و برابر با $287\text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ، ظرفیت گرمای ویژه در فشار ثابت و برابر $1000\text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ است، محاسبه شده است. پایه ابر از رابطه هیدروستاتیک $\Delta p = -\rho g \Delta z$ محاسبه شده است، که در آن Δp اختلاف فشار سطح زمین از تراز تراکم همرفت، ρ چگالی بسته هوا و حدود $1/2\text{ kgm}^{-3}$ ، g شتاب گرانش و برابر $9/8\text{ ms}^{-2}$ است. نیروی شناوری با استفاده از رابطه $g' = \frac{\Delta\theta}{\theta_s} g$ به دست آمده است. آهنگ کاهش دمای بی‌درروی محیط نیز با استفاده از دما در سطح زمین و دمای تراز تراکم همرفت محاسبه شده است. آهنگ کاهش دمای بی‌درروی محیط بزرگ‌تر از 10°C/km در جدول ۳ بیانگر محیط بی‌دررو خشک و ناپایداری در محیط غیر اشباع است. به‌طور خلاصه می‌توان گفت که هر پدیده داون برست دارای ویژگی خاص خود است و شدت آن به میزان سرمایش ناشی از تبخیر قطرات باران بستگی دارد. در نمونه‌های بررسی شده آهنگ کاهش دمای محیط به آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک نزدیک است که این نشان‌دهنده ناپایداری محیط و رشد حرکات پایین‌رو است. با توجه به مقیاس مکانی کوچک این پدیده گاه فقط در یک ایستگاه تغییرات ناشی از این پدیده مشاهده می‌شود و در ایستگاه‌های دیگر پدیده خاصی به چشم نمی‌رسد.

جدول ۳. مشخصات چند پدیده داون برست در منطقه تهران بر مبنای نمودارهای ترمودینامیکی ایستگاه جو بالا فرودگاه مهرآباد. تراز CCL درحکم پایه ابر قلمداد شده است.

تاریخ	ساعت UTC	زمان رویداد داون برست	فشار در سطح زمین (mb)	فشار در CCL (mb)	پایه ابر (متر)	دمای پتانسیل در سطح زمین $^{\circ}\text{C}$	دمای پتانسیل در CCL	$\Delta\theta = \theta_{\text{ccl}} - \theta_s$	شناوری $g' = \frac{\Delta\theta}{\theta_s} g$	آهنگ کاهش دمای محیط $\gamma_e = \frac{T_{\text{ccl}} - T_s}{\Delta z}$
۲۰۰۵/۵/۳	۰۰	۱۰:۲۰	۸۷۷	۶۲۹	۲۱۱۰	۳۲/۳	۳۸/۸	-۶/۵	-۰/۲	۹/۹
۲۰۰۵/۵/۴	۱۲	۱۵:۲۰	۸۷۳	۵۹۴	۲۳۵۵	۳۴/۸	۳۴/۷	۰/۱	۰/۰۳	۱۳/۲
۲۰۰۵/۵/۹	۱۲	۱۲:۱۰	۸۸۱	۶۰۲	۲۳۷۲	۴۰/۲	۳۹/۳	۰/۹	۰/۰۳	۱۳/۵
۲۰۰۵/۵/۱۳	۱۲	۱۲:۴۰	۸۸۵	۶۰۱	۲۴۱۵	۳۷/۷	۳۸/۳	-۰/۶	-۰/۰۲	۱۲/۸
۲۰۰۵/۵/۲۰	۰۰	۱۲	۸۸۲	۷۵۳	۱۱۰۰	۲۸/۷	۳۱/۸	-۲/۹	-۰/۱	۹/۱



شکل ۸. نمودار ترمودینامیکی مورخ ۲۰۰۵/۵/۹ ساعت ۱۲ UTC (بعد از ظهر)، ۱۰ دقیقه قبل از وقوع داون برست، ایستگاه مهرآباد منطقه تهران.

فاصله منبع تا سطح و Q_0 حجم شاره رها شده است. در اینجا تفاوت نسبی چگالی دو شاره ($\Delta\rho$) نسبت به شاره محیط ρ_a در دو حالت یک و یک و نیم درصد بررسی شده است. ($\Delta\rho/\rho_a = 0.015$, $\Delta\rho/\rho_a = 0.01$) عدد فرود داخلی جریان F_r نسبت نیروی لختی به شناوری

است. $F_r = \frac{W}{(g'd)^{1/2}}$ که در آن $g' = \frac{\Delta\rho}{\rho} g$ شتاب

کاهش یافته جسم و W سرعت عمودی جریان و $d = Q_0^{1/3}$ است که Q_0 حجم مایع چگال رها شده در هر مرحله است. برای محاسبه عدد فرود برای هر مرحله می توان سرعت عمودی جریان داون برست را با تقسیم فاصله دو دریا به شوری سنج بر تفاوت زمانی آنها از نمودار تغییر چگالی به دست آورد و با داشتن g' و d عدد فرود برای هر مرحله محاسبه می شود. نمونه F_r محاسبه شده در این آزمایش ها از ۰/۵ تا ۱/۷ به دلیل تفاوت چگالی شاره رها شده نسبت به محیط و ارتفاع سقوط متغیر است. این تغییرات، با تغییرات سرعت باد در

۴ شبیه سازی آزمایشگاهی رویداد داون برست

برای بررسی دقیق داون برست ها دستگاه های دقیق تر راداری مورد نیاز است، به دلیل در دسترس نبودن چنین وسایلی، مدلی فیزیکی از جریان داون برست در آزمایشگاه شبیه سازی شده است.

۴-۱ بررسی جریان داون برست در محیط بدون

چینه بندی چگالی: در مرحله اول محیط یکنواخت و بدون چینه بندی چگالی در نظر گرفته می شود. رها شدن قائم شاره های چگال در شرایط محیطی همگن شبیه سازی می شود. در ابتدا چند کمیت بدون بعد که در این مدل مورد استفاده قرار می گیرد، معرفی می شود. شاره چگال

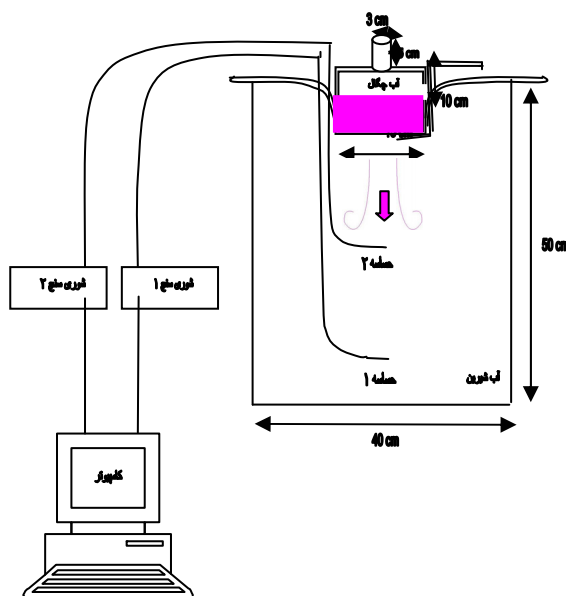
در زمان نسبی یا بدون بعد $\frac{wt}{Q_0^{1/3}}$ پس از رها شدن و در

فاصله نسبی یا بدون بعد $\frac{L}{Q_0^{1/3}}$ به زمین می رسد. که در آن

W سرعت قائم شاره چگال، t مدت زمان حرکت شاره چگال از لحظه رها شدن تا لحظه برخورد به سطح، L

آب چگال (شور و رنگی) پر می‌شود که می‌تواند از راه دریچه در آب شیرین (محیط) به آرامی رها شود. دریچه تشتک کوچک از کف تشتک بزرگ $37/5 \text{ cm}$ فاصله دارد. در هر آزمایش مقدار معینی آب شور با شوری معین به صورت تقریباً لحظه‌ای رها می‌شود. شاره رها شده به شکل ستونی پایین می‌آید و پس از برخورد به کف به شکل تاوه حلقوی در می‌آید. از حرکت جریان داون برست به روش ویدیویی تصویربرداری می‌شود و اندازه‌گیری‌های غلظت شوری را به کمک سیگنال‌هایی که از دو دریابه شوری‌سنج در دو ارتفاع متفاوت دریافت شده است، با رایانه ثبت و تحلیل می‌شود. هر دو تشتک از جنس پلاستیک شفاف است، تا بتوان ساختار عمودی داون برست را داخل آن مشاهده کرد.

مشاهدات این پدیده در جو (شکل ۲- الف) شباهت نزدیکی دارد. کمیت بدون بعد دیگر $\alpha = d/H$ که H عمق ستون آب (فاصله دریچه تا کف تشتک) است. در این آزمایش $d = 6.7 \text{ cm}$ و $Q_0 = 300 \text{ cc}$ ، $H = 37.5 \text{ cm}$ است، بنابراین $\alpha = 0.18$ است. ساختار ساده‌ای از ابزار کار در شکل ۹ نشان داده شده است. تشتک بزرگ با سطح مقطع $20 \times 20 \text{ cm}^2$ و ارتفاع 50 cm با آب شیرین (شاره محیط) پر شده است. تشتک کوچک دارای سطح مقطع $15 \times 15 \text{ cm}^2$ و ارتفاع 10 cm است و در کف آن یک روزنه به قطر 3 cm وجود دارد که با دریچه‌ای باز و بسته می‌شود. روی تشتک کوچک دری کشویی است که در وسط آن مقابل با روزنه کف، روزنه‌ای به همان قطر وجود دارد و روی آن گردنی به طول 5 cm قرار دارد. تشتک کوچک با

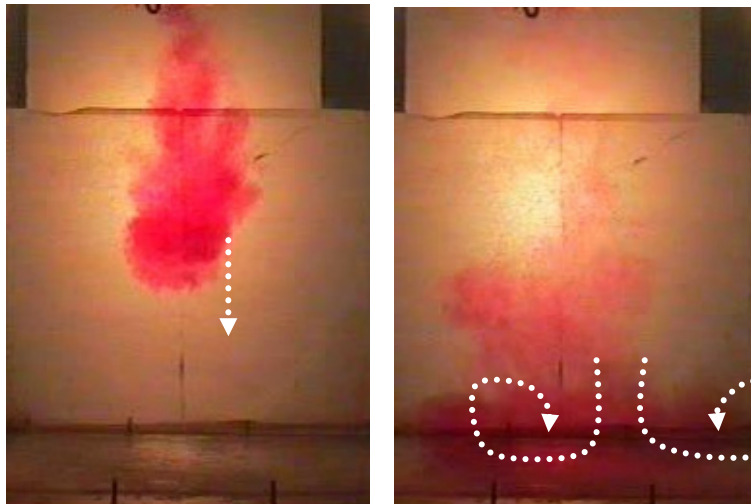


شکل ۹. نمای اجمالی از آزمایش که مکان قرار گرفتن همه وسایل آزمایش را نشان می‌دهد.

در شکل مشخص است، شاره چگال پس از مدتی به سطح زمین می‌رسد و آنگاه به صورت یک جریان گرانی، حرکت می‌کند. آزمایش چند بار تکرار می‌شود و در هر آزمایش ارتفاع دریابه‌ها و اختلاف چگالی تغییر می‌کند.

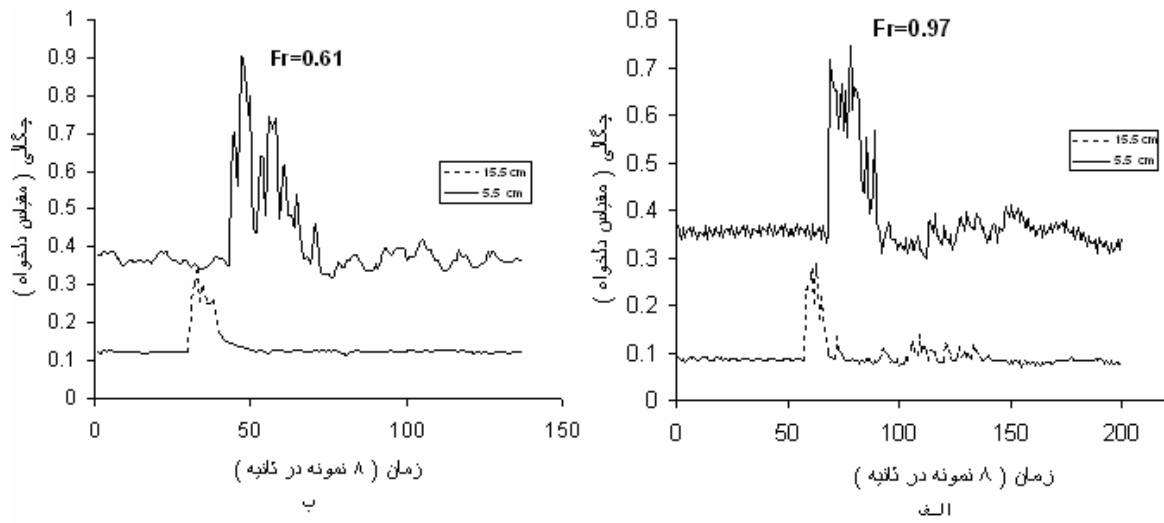
شکل‌های ۱۱ و ۱۲ تغییرات سیگنال چگالی مربوط به جریان داون برست در آزمایشگاه با شرایط متفاوت را نشان می‌دهد. افزایش ناگهانی اولیه و تغییرات بعدی آن که احتمالاً مربوط به ناهمگن بودن (تلاطمی بودن) توده شاره پایین رو است، مشاهده می‌شود. در دنباله (wake) این نوع حرکات اغلب پیچک‌هایی (eddy) با تفاوت خواص (در این مدل، شوری و در طبیعت، دما) وجود دارد. برای هر نمودار تفاوت چگالی، ارتفاع دریابه‌ها از کف و عدد فرود محاسبه شده، در نمودار وارد شده است. در هر آزمایش محور افقی زمان برحسب تعداد نمونه در ثانیه و محور قائم چگالی را نشان می‌دهد. هر آزمایش چند مرحله تکرار شده است و در جدول ۴ به شکل خلاصه شده آمده است.

در هر مرحله آزمایش حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ CC آب چگال رنگی تشتک کوچک (چگالی‌های 1010 kgm^{-3} ، 1015 kgm^{-3}) با بازکردن سریع دریچه به سمت پایین حرکت و در مسیر با محیط (آب شیرین) اختلاط پیدا می‌کند، در نهایت به کف تشتک برخورد می‌کند و به شکل تاوه حلقوی در می‌آید و پس از گسترش به دیواره‌ها برخورد می‌کند. در ارتفاع‌های متفاوت از کف تشتک دو دریابه شوری سنج قرار دارد، که چگالی را در هنگام عبور جریان داون برست (۸ نمونه در ثانیه) اندازه‌گیری می‌کند و رایانه نمونه‌برداری، داده‌های چگالی جریان را دریافت و ذخیره می‌کند. شکل ۹ موقعیت همه وسایل آزمایش و مکان قرار گرفتن آنها را مشخص می‌کند. شکل ۱۰ مشاهدات نمای جانبی داون برست لحظه‌ای بعد از رها شدن و نیز بعد از برخورد با کف را نشان می‌دهد (تفاوت چگالی 15 gr/lit). مشاهده جریان داون برست شامل یک قسمت ستونی و قسمت‌های پایین است که به شکل تاوه حلقوی درآمده است. ساختار تلاطمی جریان

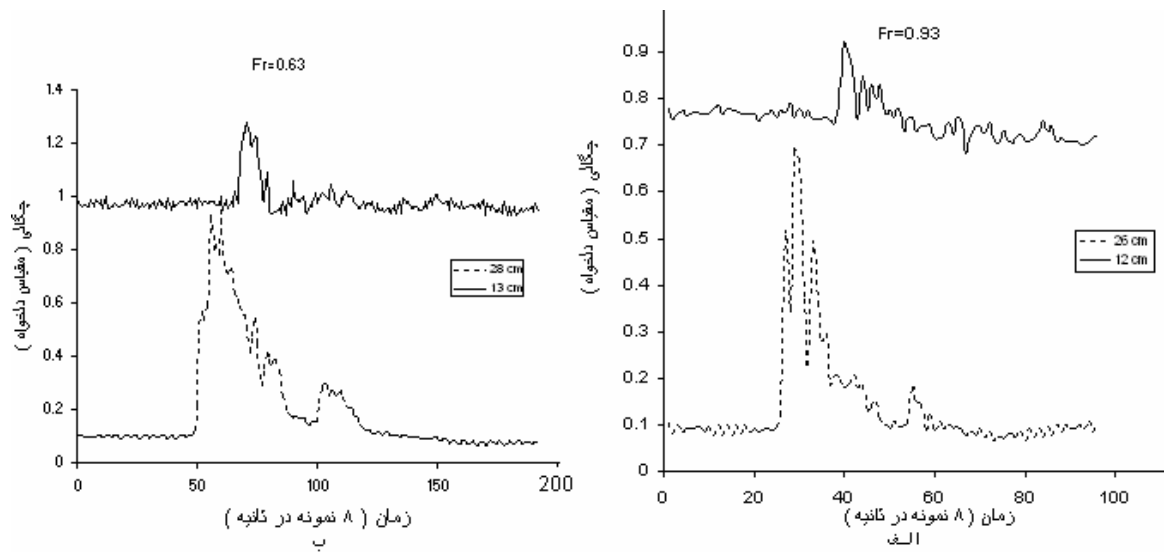


شکل ۱۰. مشاهدات نمای جانبی داون برست لحظه‌ای بعد از رها شدن ($t=4S$) و نیز بعد از برخورد با کف ($t=8S$) را نشان می‌دهد (اختلاف چگالی 15 gr/lit و

$(Fr=0.71)$.



شکل ۱۱. تغییرات سیگنال چگالی در حرکت یک جریان داون برست در آزمایشگاه در دو نقطه، یکی در ارتفاع ۵/۵cm بالای سطح و دیگری در ۱۵/۵cm بالای سطح با تفاوت چگالی و عدد فرود (الف) $(Fr=0.97) \Delta\rho=10\text{gr/lit}$ (ب) $(Fr=0.61) \Delta\rho=10\text{gr/lit}$.



شکل ۱۲. تغییرات سیگنال چگالی در حرکت یک جریان داون برست با تفاوت چگالی $\Delta\rho=10\text{gr/lit}$ در آزمایشگاه، (الف) یک دریابه در ارتفاع ۱۲cm بالای سطح و دیگری در ۲۶cm بالای سطح $(Fr=0.93)$ (ب) یک دریابه در ارتفاع ۱۳cm بالای سطح و دیگری در ۲۸cm بالای سطح $(Fr=0.63)$.

جدول ۴. مشخصه‌های جریان‌های آزمایش شده.

شماره آزمایش	تفاوت چگالی (gr/lit)	فاصله دریا به ۱ از کف (cm)	فاصله دریا به ۲ از کف (cm)	تعداد نمونه در ثانیه	عدد فرود $F_r = \frac{v}{\sqrt{g'd}}$
۱	۱۰	۱۵/۵	۵/۵	۸	۰/۷۵
۲	۱۰	۱۵/۵	۵/۵	۸	۰/۸۰
۳	۱۵	۱۵/۵	۵/۵	۸	۰/۶۱
۴	۱۵	۱۵/۵	۵/۵	۸	۰/۶۷
۵	۱۵	۱۵/۵	۵/۵	۸	۰/۶۶
۶	۱۵	۲۶	۱۲	۸	۰/۵۱
۷	۱۵	۲۸	۱۳	۸	۰/۶۳
۸	۱۵	۲۸	۱۳	۱۶	۱/۲۵
۹	۱۵	۲۸	۱۳	۳۲	۱/۷۷
۱۰	۱۵	۲۷	۸	۸	۱/۶۸

برخلاف شکل‌های قبل دنباله‌های جریان تلاطمی را به صورت ضعیف دریافت می‌کند.

۴-۲ بررسی جریان داون برست با وجود وارونگی در محیط: مرحله دوم آزمایش، بررسی جریان داون برست با وجود وارونگی دمایی در محیط (حالت پایدار) است. اگر در محیط وارونگی دمایی وجود داشته باشد احتمال نفوذ جریان به نزدیک سطح کمتر می‌شود. شاره رها شده ابری تشکیل می‌دهد که بر اثر درون‌آمیختگی حرکت آن کند می‌شود، چگالی‌اش کاهش می‌یابد و هنگام رسیدن به لایه وارونگی به علت داشتن چگالی کمتر در لایه وارونگی نفوذ نمی‌کند. جریان بعد از نزدیک شدن به سطح وارونگی به سمت بالا برمی‌گردد و حالت پایدار به وجود می‌آید. برای بررسی دقیق‌تر آزمایشی به روش زیر صورت گرفته است.

تا ارتفاع ۱۰ cm از کف تشتک بزرگ آب شور با چگالی 1010 kg/m^3 می‌ریزد و روی آن آب شیرین اضافه می‌شود (برای جلوگیری از اختلاط، آب شیرین به

شکل ۱۱-الف تغییرات سیگنال چگالی در حرکت یک جریان داون برست در آزمایشگاه در دو ارتفاع ۵/۵ و ۱۵/۵ سانتی‌متری بالای سطح با تفاوت چگالی $\Delta\rho=10 \text{ gr/lit}$ را نشان می‌دهد. دریا به سیگنال‌هایی که با خطوط پیوسته نشان داده شده است در ارتفاع پایین‌تر قرارداد، بنابراین تاوه حلقوی در این ارتفاع، متلاطم‌تر، دنباله تلاطمی آن بیشتر و دامنه آن بزرگ‌تر است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، شاره چگال ابتدا به دریابه‌ای که در ارتفاع بالاتر قرار دارد برخورد می‌کند و پس از یک تأخیر زمانی به دریابه ارتفاع پایین‌تر می‌رسد. شکل ۱۲ همانند شکل ۱۱ ولی برای تفاوت چگالی 15 gr/lit است. در شکل ۱۲-ب تفاوت چگالی 15 gr/lit ولی ارتفاع دریابه‌ها تغییر کرده است. با تغییر ارتفاع دریابه‌ها، فاصله و اختلاف زمانی بین سیگنال‌های دریافتی دریابه‌ها و در نهایت سرعت قائم شاره و عدد فرود تغییر می‌کند. در این شکل دریابه پایین‌تر حدود ۱۳ سانتی‌متر از کف فاصله دارد و از آنجا که بیشینه ارتفاعی که تاوه حلقوی بالا می‌آید حدود یک سوم کل مسیر (در این مدل ۳۷/۵ سانتی‌متر) است، بنابراین دریابه پایین‌تر

$9/8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ، و تورفتگی نقطه شبنم یک لایه مرطوب مولد ابر (پایه ابر) را در ۵۰۰ میلی باری نشان می‌دهد. فشار سطح زمین در دو منطقه دنورکلرادو و تهران تقریباً مشابه است. دما، نقطه شبنم، جهت و تندی باد در نمودار ترمودینامیکی منطقه کلرادو (شکل ۱۵) با نمودار ترمودینامیکی مورخ ۲۰۰۵/۵/۹ در منطقه تهران (شکل ۱۵ و ۸) همخوانی دارد.

تا اینجا چند داون برست برای فصل‌های بهار و تابستان منطقه تهران بررسی شد. فرض شد که فروهنج از زیر پایه ابر که کمترین مقدار واداشت در آنجا وجود داشته، شروع شده است و تفاوت دما بین فروهنج و محیط وجود ندارد. حال یک مقایسه بین مشاهدات داون برست در منطقه تهران و فروهنج‌های مقیاس همرفتی صورت می‌گیرد. در بررسی مشاهده‌ای داون برست‌ها در منطقه تهران در طول بهار و تابستان سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵، از نداشت‌ها، داده‌های سودار و نمودارهای ترمودینامیکی، استفاده و تبخیر درحکم سازوکار واداشت داون برست فرض شد.

شکل ۱۶ خلاصه داده‌های داون برست‌های بررسی شده را نشان می‌دهد. هر نقطه روی شکل یک رویداد داون برست را نشان می‌دهد. عرض نقاط در شکل نسبت اختلاط محاسبه شده با نمودار ترمودینامیکی در قله فروهنج است. آهنگ کاهش دما که در طول رسم شده، از نزدیک‌ترین نمودار ترمودینامیکی به داون برست و یک مقدار متوسط بر مبنای دما در تراز تراکم همرفت و حدود ۵۰ متری سطح زمین محاسبه شده است. با توجه به شکل ۱۷ داون برست‌ها در آهنگ کاهش دماهای بیشتر از $9^{\circ}\text{K}/\text{km}$ (نزدیک به بی‌دررو خشک) روی داده‌اند، تجربه نشان داده است که در آهنگ کاهش دماهای نزدیک به بی‌دررو خشک فروهنج‌های شدیدتری روی می‌دهد و رویداد داون برست مستقل از نسبت اختلاط رطوبت است و ممکن است در هر نسبت آمیختگی رخ

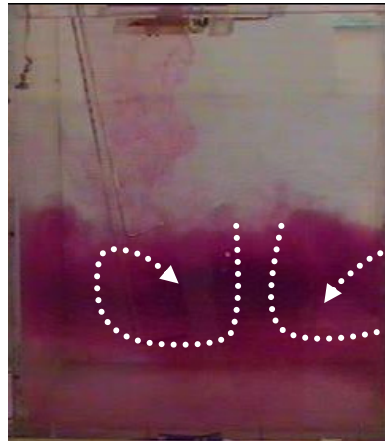
آرامی و با اسفنج اضافه می‌شود). با باز شدن دریچه، آب چگال ($1015\text{kg}/\text{m}^3$) تشک کوچک پایین می‌آید ولی به منطقه پایدار نفوذ نمی‌کند. شکل ۱۳ مشاهده جریان داون برست و شکل ۱۴ تغییرات سیگنال چگالی مربوط به جریان داون برست در آزمایشگاه با وجود وارونگی در محیط در دو ارتفاع ۸ و ۱۹ سانتی‌متری بالای سطح (به ترتیب با خطوط پیوسته و خط چین) را نشان می‌دهد. در دریابه با ارتفاع ۸ سانتی‌متری به علت وجود وارونگی (چگالی زیاد) همواره تغییرات چگالی وجود دارد و جریان به داخل این قسمت نفوذ نمی‌کند. شاره چگال به دریابه‌ای که در ارتفاع بالاتر قرار دارد برخورد می‌کند و به دریابه ارتفاع پایین‌تر نمی‌رسد. برخلاف نمودارها در محیط بدون چینه‌بندی چگالی که سیگنال‌ها تیز بود، در شکل ۱۴ نمودار تغییر سیگنال‌های چگالی دریابه بالاتر، به شکل مربعی است و دنباله با یک تأخیر زمانی و به صورت کم دامنه و پهن است، زیرا شاره چگال بعد از برخورد به منطقه وارونگی نمی‌تواند در آن نفوذ کند و به سمت بالا برمی‌گردد. بنابراین می‌تواند تا دریابه بالاتر هم برسد، که به شکل یک دنباله در سیگنال دریابه بالاتر مشاهده می‌شود.

۵ بحث

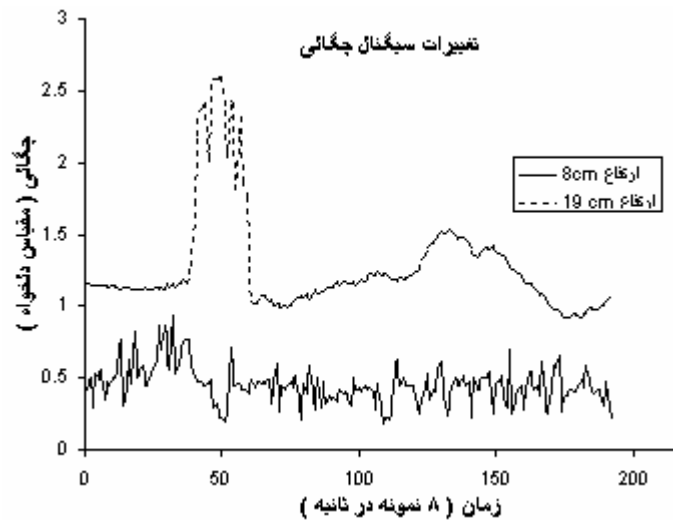
براون و همکاران (۱۹۸۲) رویدادهای همرفتی که بادهای مخرب در سطح زمین ایجاد کرد و همراه ابرهای کومه‌ای باران با پایه بالا بود، در منطقه کلرادو، بررسی کرده‌اند. نمودار ژرفاسنجی که در ساعت ۵ بعد از ظهر (۰۰UTC) پرتاب شد، در شکل ۱۵ نشان داده شده است در این شکل محور منحنی سمت راست دما و منحنی سمت چپ نقطه شبنم را نشان می‌دهد. نمودار ژرفاسنجی از نوع طرح JAWS که همراه با تعدادی مایکروبرست است. نمودار ترمودینامیکی یک لایه آمیخته خشک عمیق با آهنگ کاهش دمای نزدیک بی‌دررو خشک در حدود

تبخیری عامل واداشت داون برست‌ها باشد انتظار می‌رود که هوای سرد و مرطوب با داون برست‌ها همراه باشد، و داده‌های دما و رطوبت در سطح زمین معمولاً این تغییرات را نشان می‌دهد.

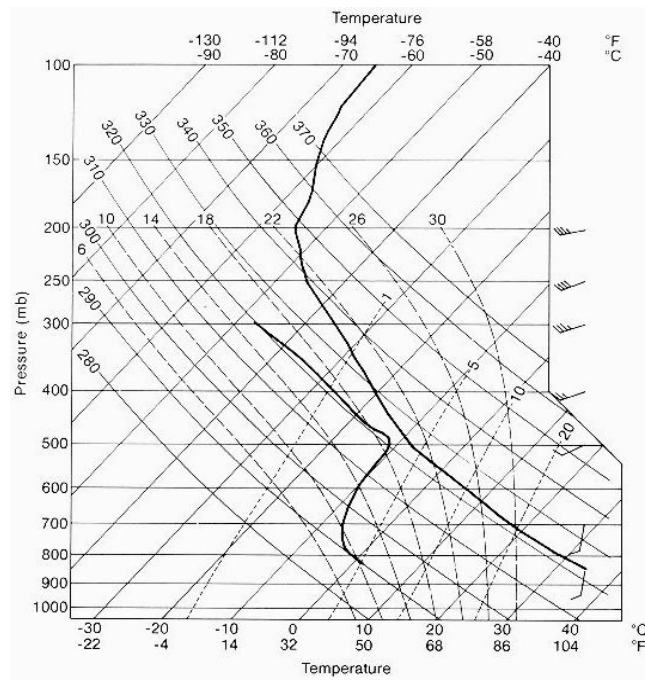
دهد. همان‌طور که آهنگ کاهش دما پایدارتر (از آهنگ کاهش دمای بی دررو خشک کمتر) می‌شود، محتوای آب باران بیشتری برای واداشت داون برست لازم است (مک‌کارتی و همکاران، ۱۹۸۲). با فرض اینکه سرمایش



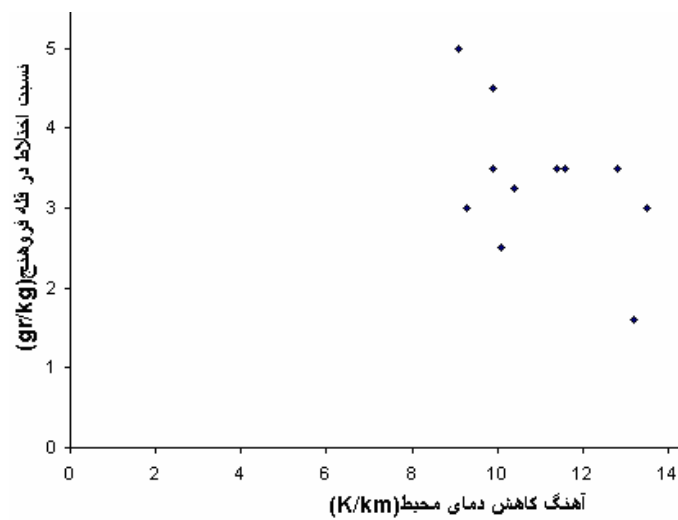
شکل ۱۳. مشاهده نمای جانبی داون برست بعد از برخورد با کف با وجود وارونگی در محیط.



شکل ۱۴. تغییرات سیگنال چگالی در حرکت یک جریان داون برست در آزمایشگاه با وجود وارونگی در محیط $\Delta\rho=15\text{gr/lit}$ نمودارهای بالایی و پایینی به ترتیب مربوط به دریابه‌های چگالی سنج در ارتفاع‌های ۸cm و ۱۹cm کف است.



شکل ۱۵. نمودار ترمودینامیکی مورخ ۱۹۸۲/۵/۳۱ ساعت ۰۰ UTC (۵ بعد از ظهر) منطقه کلرادو (براون و همکاران، ۱۹۸۲).



شکل ۱۶. هر نقطه نشان‌دهنده یک داون برست در منطقه تهران است. محور قائم نسبت اختلاط (gr/kg) در قله فروهنج و محور افقی آهنگ کاهش دمای محیط (K/km) را نشان می‌دهد. داده‌ها از نمودار ترمودینامیکی ایستگاه فرودگاه مهرآباد که نزدیک به زمان رویداد داون برست بوده، جمع‌آوری شده است.

۶ نتیجه گیری

(شکل های ۲ و ۱۱). البته اثرات محیطی مثل سرعت افقی که در طبیعت وجود دارد، در مدل آزمایشگاهی وجود ندارد. ایجاد چینش سرعت باد در جهت عمودی و افقی در سطوح پایین قابل ملاحظه است، که برای هواپیماها مخصوصاً در هنگام نشست و برخاستن خطرناک است. برای کاهش خطرات وارده به سامانه هوانوردی ناشی از داون برست‌ها لازم است، به دیدبان‌های جوی، به ویژه در نزدیکی فرودگاه‌ها آموزش داده شود، تا داون برست‌ها را بشناسند و به خلبان‌ها هشدار دهند که از محدوده رویداد داون برست دوری کنند. این مشاهدات همچنین می‌تواند، شروعی برای جمع‌آوری داده‌های اقلیم‌شناسی داون برست‌ها باشد.

به‌منظور شناخت جامع این پدیده‌ها لازم است با دستگاه سودار با برد بیشتر و قدرت نمونه‌برداری سریع‌تر چندین نمونه از این پدیده‌ها بررسی شوند. البته استفاده از دستگاه‌های لیدار و رادار برای بررسی این پدیده بهتر است، زیرا دستگاه سودار به دلیل سرعت قائم زیاد این پدیده اغلب در زمان روی دادن داون برست قادر به ثبت داده‌ها نیست. به دلیل مقیاس مکانی کوچک این پدیده استفاده از داده‌های چند سامانه اندازه‌گیری در منطقه به صورت شبکه‌ای، اطلاعات خوبی در مورد تکامل آنها خواهد داد. مثلاً نحوه تغییر پارامترهای هواشناختی در مرکز و حاشیه‌های تاول حلقوی با چند دستگاه بررسی شود. با توجه به اهمیت این جریان‌ها در مناطقی که فرودگاه احداث می‌شود، لازم است مطالعات مشابهی صورت گیرد.

منابع

بیدختی، ع، ع، ۱۳۸۱، دستگاه سودار (مدل PAI): گزارش علمی شماره ۸۲، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

جریان‌های داون برست در نتیجه نزول هوای چگال از پایه ابر همرفتی به وجود می‌آیند. با بررسی بیش از ۱۴ مورد جریان داون برست برای سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ که اغلب در فصل بهار و تابستان در منطقه تهران رخ داده‌اند، مشخص شده است که همگی موجب تغییر در پارامترهای هواشناختی سطح زمین شده‌اند. تغییرات پارامترهای هواشناختی جریان‌های داون برست برای منطقه تهران افزایش فشار تا $5mb$ ، کاهش دما تا $7^{\circ}C$ ، افزایش رطوبت تا ۴۵ درصد، متوسط بیشینه سرعت افقی باد در سطح زمین $13 ms^{-1}$ است. در برخی از موارد، دما و رطوبت تغییر قابل ملاحظه‌ای نشان نداده‌اند که ممکن است به دلیل اختلاط در تاول حلقوی باشد. مدت زمان وقوع تغییرات ممکن است تا حدود ۴۰ دقیقه باشد. به دلیل مقیاس مکانی کوچک این پدیده گاه فقط در یکی از ایستگاه‌های هواشناسی مهرآباد یا ژئوفیزیک مشاهده شده است و داده‌های ایستگاه فرودگاه امام خمینی اغلب به علت دوری از کوهستان البرز که عامل همرفت اجباری است، پدیده خاصی را نشان نمی‌دهند.

جریان داون برست به دلیل تفاوت دمای محیط و بسته هوای بی‌دررو خشک در طبیعت و تفاوت چگالی در مدل فیزیکی به وجود می‌آید. هر ۳ تا ۴ درجه تفاوت شوری معادل $1^{\circ}C$ تفاوت دما در هوا است. به عبارت دیگر تفاوت چگالی $10gr/lit$ و $15gr/lit$ در مدل آزمایشگاهی به ترتیب معادل $2/5$ تا $3/3^{\circ}C$ و $3/75$ تا $5^{\circ}C$ اختلاف دما است. در بررسی مشاهداتی داون برست در منطقه تهران، نحوه تغییرات بعضی پارامترهای جریان داون برست نظیر سرعت باد با نحوه تغییرات چگالی در مدل فیزیکی رها شدن ناگهانی شاره چگال از یک منبع دایره‌ای، در محیط آرام که در آزمایشگاه مشاهده شده است، همخوانی خوبی نشان می‌دهد.

- Wakimoto, R. M., 1985, Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Mon. Weather. Rev.*, **113**, 1131-1143.
- Wakimoto, R. M., Kessinger, C. J., and Kingsmill, D. E., 1993, Kinematic, Thermodynamic and visual structure of Low reflectivity microbursts: *Mon. Weather. Rev.*, **122**, 72-92.
- [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/comp/out/micro/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/comp/out/micro/home.rxml).
- <http://en.wikipedia.org/wiki/Microburst>.
- بیوک، ن، ۱۳۸۲، ساختار قائم جریان‌های ناشی از توفان‌های همرفتی در منطقه تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- فیض‌آبادی، ن، ۱۳۸۴، مطالعه موردی جریان‌های پایین رو انفجاری (downburst) برای منطقه تهران و ارائه یک الگوی فیزیکی برای ساختار آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Brown, J. M., Knupp, K. R., and Caracena, F., 1982, Destructive winds from shallow high-based cumulonimbi. Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, Am. Meteorol. Soc., 272-275.
- Byers, H. R., and Braham, R. R., 1949, The thunderstorm, U.S. Government Printing Washington DC. 297 pp.
- Caracena, F., Ortiz, R., and Augustine, J. A., 1986, The crash of Delta flight 191 at Dallas-Fort Worth International Airport on 2 August 1985, Multiscale analysis of weather conditions. NOAA Tech Report ERL 430-ESG 2 [NTIS No. PB87-183455/GAR], 33 pp.
- Fujita, T. T., 1985, The downburst, microburst, and macroburst. SMRP Res. Paper No. 210, Univ. of Chicago, 122 pp.
- Fujita, T. T., and Wakimoto R. M., 1983, Microburst in JAWS depicted by Doppler radars, PAM and aerial photographs: Preprints, 21st Conference on radar meteorology, Edmonton, Alberta, Amer. Meteorol. Soc., 19-23.
- Goff, R. C., 1976, Vertical structure of thunderstorm out flows: *Mon. Weather. Rev.*, **104**, 1429-1440.
- McCarthy, J., Wilson, J. W., and Fujita, T. T., 1982, The Joint airport weather studies (JAWS) project: *B. Am. Meteorol. Soc.*, **63**, 15-22.
- Reinhardt, M. E., and Holler, H., 1988, The Munich hailstorm of July 12, 198-A Lesson, how urgently we need improved satellite and radar monitoring, *Spac Safety and Rescue*, 70, *Sci. Tech. Ser.* 133-140.
- Simpson, J. E., 1987, Gravity currents in environment and the laboratory CUP.
- Smith, M., 1986, Visual observation of Kansas downbursts and their relation to Aviation Weather Observations: *Mon. Weather. Rev.*, **114**, 1612-1616.