



یوسف قویدل رحیمی^۱

کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان

تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۰۴/۳۰ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۰۷/۱۴

چکیده

توزیع احتمال وقوع توفان‌های تندری تبریز نشانگر اجتناب ناپذیر بودن وقوع آن‌ها بویژه در دوره‌های برگشت کوتاه مدت بوده و از این رو توفان‌های تندری و پدیده‌های فرعی ناشی از آن در تبریز یک خطر مخرب دایمی محسوب می‌گردند. به منظور ارزیابی توفان‌های تندری از شاخص‌های ناپایداری جوی مختلفی استفاده می‌شود که در این مطالعه برای ارزیابی توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ از شاخص‌های CAPE، CIN، SI، KI، TTI، LI، SOI، SWEAT و شاخص آب قابل بارش یا PW استفاده شده است. کاربرد شاخص‌های مذکور نشان داد که نتایج به دست آمده از کل شاخص‌ها وقوع ناپایداری

E-mail: ghavidel@modares.ac.ir.

۱- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس.

شدید جوی در حد توفان تندری در تبریز را مورد تأیید قرار می‌دهد که در این میان شاخص شوالتر یا SI به علت نتایج جالب توجهی که ارائه کرده بهتر از سایر شاخص‌ها شناخته شده است. همچنین تشدید ناپایداری جوی و حرکات قائم و همرفتی در سه تراز ۶۵۰، ۷۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال در روز ۵ اردیبهشت نشان می‌دهد که وقوع توفان تندری، بارش ۱۷/۵ میلی متری و بارش تگرگ در روز مذکور نمی‌تواند به علت ناپایداری محلی هوا که عمدتاً در فصل بهار آذربایجان همرفت دامنه‌ای است، باشد، بلکه وقوع ناپایداری شدید و توفان تندری مذکور بر اثر ورود جبهه هوای سرد و عوامل سینوپتیک انجام گرفته است.

کلید واژه‌ها: شاخص‌های ناپایداری جوی، روش تحلیل دینامیک، توفان تندری، ترمودینامیک جو، تبریز.

مقدمه

اکثر مخاطرات طبیعی که محیط را مورد تهاجم قرار داده و به سمت ناپایداری سوق می‌دهند، به مخاطرات طبیعی ناشی از پدیده‌های افراطی جوی اختصاص دارد. تقریباً همه روزه در گوشه و کنار جهان اخباری راجع به صدمات پدیده‌های افراطی جوی دریافت می‌شود. توفان‌های تندری از مهم‌ترین، فراوان‌ترین و شدیدترین مخاطرات جوی هستند و هر ساله علاوه بر نابود کردن مقدار زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، موجب تلفات انسانی (تلفات جانی توفان، سیلاب، صاعقه‌زدگی و غیره) بسیاری در اقصی نقاط کره‌ی زمین می‌شوند. در این زمینه تنها در بین سال‌های ۱۹۵۳ تا ۱۹۵۷ خسارت‌های مالی ناشی از توفان تندری در آمریکا بالغ بر ۳/۶ میلیون دلار برآورد شده است. در منبع مذکور پدیده‌ی توفان تندری بعد از هوریکن‌ها در رده‌ی دوم بلایای طبیعی از نظر میزان خسارات وارده به اقتصاد آمریکا قرار گرفته است (چانگنون، ۲۰۰۳).

توفان تندری و پدیده‌های ناشی از آن مانند تگرگ، بارش سنگین و سیل‌آسا، صاعقه و باد شدید از مهم‌ترین مخاطرات اقلیم شناختی هستند که بخش وسیعی از تحقیقات اقلیمی دنیا را

به خود اختصاص داده‌اند. از برجسته‌ترین مطالعات انجام گرفته در این خصوص می‌توان از تحقیق ویتمن (۲۰۰۳) یاد کرد که در آن با رویکردی سینوپتیک، پدیده‌های اقلیمی کوهستانی بویژه توفان‌های رعد و برقی، تگرگ، بارش سنگین و دیگر پدیده‌های نواحی مرتفع مطرح شده است. مطالعه‌ای در آمریکا نشان می‌دهد که صاعقه‌های ناشی از توفان‌های تندری مهم‌ترین عامل طبیعی آتش‌سوزی‌های جنگل‌ها و مراتع آمریکا است. مطالعه‌ی یاد شده با توجه به خصوصیات توزیع زمانی و مکانی آذرخش‌های ایالات متحده‌ی آمریکا از نظر خطر آتش‌سوزی جنگل‌ها و مراتع انجام گرفته است (گشونوف و همکاران، ۲۰۰۳).

استرلینگ (۱۹۸۹) در تحقیق خود بر اساس منشاء، مورفولوژی و میزان بارشی که هر سامانه‌ی تندری می‌تواند تولید کند، اقدام به پهنه‌بندی مناطق مختلف آمریکا کرده و ۵ منطقه‌ی مجزا را از حیث خصوصیات که برای توفان‌های رعد و برقی برشمرده بود، تشخیص و نقشه‌ی آن را ترسیم نموده است. چانگنون (۲۰۰۱) توزیع زمانی مکانی بارش‌های رعد و برقی نواحی مرزی آمریکا و مسایل ناشی از آن‌ها بویژه سیل و فرسایش خاک را مورد مطالعه قرار داده و خاطر نشان می‌کند که این امر به شکل وضعیت دایمی ناپایدار کننده‌ی محیط و مخرب در نواحی مرزی عمل می‌کند و تمایل سرمایه‌گذاران کشاورزی به فعالیت در مناطق مذکور را به شدت کاهش می‌دهد. بتلی و موت (۲۰۰۲) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ی لندست محدوده‌ی متأثر از توفان‌های تندری را تعیین و با استفاده از تصاویر سنجنده‌های مختلف ماهواره‌ی لندست صدمات ناشی از توفان‌ها را مساحی کرده‌اند. استرلینگ (۲۰۰۳) از توفان‌های تندری به عنوان معضل مهم آمریکا در قرن بیستم یاد کرده و پیامدهای محیطی و اقتصادی ناشی از توفان‌های تندری و پدیده‌های مربوط به آن (سیل، تگرگ، باد شدید) را بر اقتصاد قشر کشاورز جامعه‌ی آمریکا بسیار خانمان سوز دانسته است. حجازی زاده (۱۳۷۹) به منظور بررسی طوفان‌ها و رعد و برق در غرب کشور با توجه به شرایط سینوپتیک حاکم بر منطقه در ماه ژوئن از دوره‌ی گرم سال و ماه‌های ژانویه و فوریه از دوره سرد به صورت نرمال (۳۰ ساله)، نوسان دو مؤلفه مهم گردش عمومی جو یعنی پرفشار جنب حاره‌ای و چرخندگی مثبت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در اولویت مطالعه قرار داده و نتایج به دست آمده را با بارندگی ۱۸ ایستگاه شمال غرب و

غرب کشور بر حسب عرض جغرافیایی مورد مقایسه قرار داده است. وی با بررسی نوسان دو مؤلفه مذکور در دوره گرم و سرد سال، شرایط پایداری و ناپایداری جو و تعداد طوفان‌های توأم با رعد و برق در سال‌های ۱۹۸۵-۱۹۷۱ مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و به این نتیجه رسیده که با آغاز دوره‌ی انتقال گرم به سرد سال، افزایش بارندگی با عقب نشینی پرفشار مجاور مداری و در نهایت با عرض جغرافیایی رابطه‌ی مستقیمی وجود دارد.

غیبی و همکاران (۲۰۰۵) اخیراً در مطالعه‌ای با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و شبکه‌های عصبی اقدام به تعیین ویژگی‌ها و طبقه بندی توفان‌های تندری مناطق جنوب و جنوب غرب ایران نموده است.

ساری صراف و همکاران (۱۳۸۸) به منظور بررسی همدید بارش‌های رگباری در حوضه جنوبی رود ارس با بکارگیری نقشه‌های همدید، آن دسته از بارش‌های رگباری که در نتیجه ورود جبهه سرد به ایستگاه‌های منطقه باریده بودند، تجزیه و تحلیل نموده‌اند. همچنین به عنوان نمونه یک برگ از نمودارهای Skew-T مربوط به شهر تبریز به منظور بررسی بارش‌های رگباری ناشی از ناپایداری‌های محلی مورد بررسی قرار داده و به این نتیجه رسیده‌اند که مهم‌ترین علل وقوع بارش‌های رگباری در این منطقه عمدتاً دو عامل ناپایداری محلی (در فصل‌های گرم سال) و ورود جبهه سرد (در فصل‌های سرد) است. همچنین در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه در این حوضه ایستگاه ماکو به دلیل ارتفاع زیاد و نیز قرار گرفتن در مبدأ ورود سامانه‌های جوی غربی از مقادیر بارش رگباری بیشتری برخوردار بوده است. مخاطره اقلیمی توفان تندری به عنوان بخشی از ماهیت اقلیم تبریز و کل منطقه شمال غرب ایران، هر ساله خسارات فراوان اقتصادی - اجتماعی و زیست محیطی را متوجه مردم بویژه کشاورزان و دامداران می‌کنند. توزیع احتمال وقوع توفان‌های تندری تبریز، گویای اجتناب ناپذیر بودن وقوع آن‌ها بویژه در دوره‌های برگشت کوتاه مدت است و از این رو، توفان‌های تندری و پدیده‌های فرعی ناشی از آن در تبریز یک خطر مخرب و دائمی محسوب می‌گردد (خوشحال و قویدل رحیمی، ۱۳۸۶).

هواشناسان با بررسی جو در مدت زمان شکل‌گیری توفان‌های تندری، پی به وجود عواملی برده‌اند که این عوامل مناسب بودن یا نبودن شرایط برای تشکیل توفان و همچنین چگونگی ناپایداری جو و یا احتمال همرفت را نشان می‌دهند. هوای سرد ترازهای بالا، هوای گرم ترازهای پایین و فراوانی رطوبت، همگی از عوامل ناپایداری جو است. بر این اساس از بعد دینامیک جو، استفاده از شاخص‌های ناپایداری، مهم‌ترین روش علمی مطالعه ناپایداری‌های جوی منجر به طوفان تندری محسوب می‌شود.

این مطالعه با هدف تحلیل و آزمون شاخص‌های ناپایداری جوی برای ارزیابی توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز که موجب بارش تگرگ و بارش شدید، وزش شدید باد و قطع برق و ریشه کن شدن درختان و تگرگ زدگی محصولات باغی و زراعی شد، انجام گرفته است.

داده‌ها و روش‌ها

پس از مشاهده عینی توفان تندری روزهای ۴ و ۵ اردیبهشت ۱۳۸۸، داده‌های عناصر هواشناسی روزهای یاد شده برای ایستگاه شاخص منطقه شمال غرب کشور از اداره هواشناسی استان آذربایجان شرقی اخذ گردید. نمودارهای ترمودینامیک موسوم به Skew-T برای روز ۲۵ آوریل ۲۰۱۰، از وب سایت دانشگاه ایومینگ (منبع ۲۰) اخذ و در مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است. نقشه‌های مربوط به توزیع فضایی ابرهای همرفتی، بارش و وضع هوا از وب سایت هواشناسی آن لاین (منبع ۱۹) اخذ و مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. در این مطالعه برای تحلیل دینامیک فعالیت‌های همرفتی از چند شاخص ترمودینامیک متداول به شرح زیر استفاده شده است:

۱- شاخص انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی^۲ CAPE: شاخص مذکور معرف انرژی بالقوه در دسترس برای همگرایی یک بسته هوای در حال صعود و در محیطی بی تلاطم بوده و بعدی فیزیکی از بسته هوا را به نمایش می‌گذارد. از شاخص مذکور به منظور پیش بینی

2- Convective Available Potential Energy (CAPE)

ناپایداری‌های محلی در بازه‌های زمانی کوتاه مدت حداکثر ۲ روزه استفاده می‌شود. یکی شاخص CAPE بر مبنای j/kg (ژول بر کیلوگرم) بوده و از طریق معادله زیر قابل محاسبه است:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{PT}{EPT} DZ \quad (1)$$

در معادله فوق: EL تراز تعادلی بسته هوا، g نیروی جاذبه، LFC تراز آزاد همرفتی، PT دمای پتانسیل بسته هوا (دمای مجازی) و EPT دمای پتانسیل محیط (دمای مجازی محیط) می‌باشند (سیدلسکی، ۲۰۰۹، ص ۸۷). چنان که میزان شاخص CAPE به $1500 j/kg$ برسد وضعیت ناپایداری متوسط، بین ۱۵۰۰ تا آستانه $2500 j/kg$ ناپایداری شدید و اگر از عدد $2500 j/kg$ تجاوز کند، ناپایداری بسیار شدید خواهد بود.

از نرمال کردن شاخص CAPE در بخشی از جو که دارای پیوستگی است، شاخصی به نام NCAPE به وجود می‌آید. شاخص NCAPE مستقل از ضخامت جو بود و فراسنج خوبی برای ارزیابی و اندازه‌گیری مقدار صعود متوسط یک بسته هوا است. شاخص NCAPE در جاهایی که سطح جابجایی آزاد آن‌ها در ارتفاع پایین قرار دارد و میزان CAPE آن‌ها کم است، دارای مطلوبیت بیشتری است. می‌توان از تلفیق NCAPE و CAPE برای ارزیابی پتانسیل جابجایی در جو استفاده نمود (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶، ص ۳۳).

۲- شاخص انرژی مانع همرفتی (CIN^3): شاخص CIN در اصل با اندکی اختلاف همان شاخص CAPE است با این تفاوت که در معادله عامل جدیدی به نام SFC یا سطح بالای تراز آزاد همرفتی جای LFC را گرفته و LFC به قسمت پایین انتگرال جابجا شده و EL حذف شده است. معادله محاسباتی شاخص CIN که معیارهای طبقه بندی آن فقط شامل بخش‌های منفی نمودار ترمودینامیکی اسکیتوتی بوده و نوسانات فصلی معنی داری دارد، عبارت است از:

3- Convective inhibition energy (CIN)

$$CAPE = g \int_{SFC}^{LFC} \frac{PT}{EPT} DZ \quad (2)$$

یکی اندازه گیری CIN نیز مانند شاخص CAPE ژول بر کیلوگرم یا J/kg می‌باشد (سیدلسکی، ۲۰۰۹، ص ۸۷).

۳- شاخص ناپایداری SI: شاخص مذکور توسط آلبرت شوالتر ارایه شده و بر اساس ضرایب مختلف موجود در تغییرات ابر کومولونیمبوس و همچنین بر مبنای مفهوم ناپایداری پتانسیلی پایه‌گذاری شده است. اساس این شاخص بر رابطه بین دمای خشک و نقطه شبنم تراز ۸۵۰ و دمای خشک ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار داشته و با استفاده از معادله زیر مورد محاسبه قرار می‌گیرد:

$$SI = T_{500} - T_R \quad (3)$$

در معادله فوق: SI شاخص ناپایداری شوالتر، T_{500} دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و T_R مقدار دما در محل تلاقی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با خطی که از سطح تراکم صعود همرفتی (سطحی است که تراکم بخار آب بر اثر حرکات همرفتی هوا در آن دیده می‌شود) به موازات بی در رو مرطوب در نمودار ترمودینامیک رسم شده (دمای حقیقی بسته هوا) هستند. این شاخص تفاوت دمای محیط و دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شرایطی که فرض شود بسته اولیه در سطح ۸۵۰ میلی بار قرار داشته باشد، است؛ لذا فرض اساسی شاخص شوالتر بر این است که ناپایداری در بین سطوح ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال روی می‌دهد. شاخص مذکور پایداری کلی را برای توده‌های هوا بیان کرده و امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را مورد محاسبه قرار می‌دهد. اما اگر رطوبت در ترازهای پایین‌تر از ۸۵۰ هکتوپاسکال قرار داشته باشد و یا زمانی که مرز جبهه یا وارونگی قوی دما بین لایه‌های ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود داشته باشد، این شاخص نمی‌تواند نمایانگر ناپایداری باشد.

آشکارسازی این که ناپایداری در کدام یک سطوح جوی انجام گرفته، با استفاده از نمودارهای ترمودینامیک Skew-T به راحتی انجام پذیر است. برای ترسیم، قرائت و تفسیر نمودار شوالتر، ابتدا با استفاده از دما و دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، LCL تعیین می‌شود. سپس از LCL خطی موازی با نزدیک‌ترین بی دررو اشباع تا نقطه‌ای که تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را قطع کند، ترسیم می‌گردد. دمای قرائت شده در آن تراز برابر خواهد بود با دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که با T_R نشان داده می‌شود.

مقیاس طبقه بندی شاخص شوالتر برای تعیین میزان پایداری و ناپایداری و نیز احتمال وقوع توفان به شرح جدول ۱ می‌باشد:

جدول ۱- مقیاس طبقه بندی شاخص SI برای تعیین میزان ناپایداری و احتمال وقوع توفان (زاهدی و چویدار، ۱۳۸۶)

ردیف	محدوده شاخص شوالتر	وضعیت احتمالی جو
۱	مساوی و بیشتر از ۳	عدم وقوع بارش همرفتی
۲	۱ تا ۳	احتمال وقوع رگبار
۳	۱ تا -۲	احتمال وقوع توفان تندی
۴	کمتر از -۳	احتمال وقوع تورنادو

۴- شاخص ناپایداری KI: شاخص مذکور برای محاسبه و آشکارسازی ناپایداری و همرفت در سطوح فوقانی جو به شرح معادله ۳ مورد استفاده قرار می‌گیرد:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} (T_{700} - TD_{700}) \quad (۴)$$

در معادله فوق حرف T معرف دما و اندیس‌ها گویای ترازهای فوقانی جو و TD نشان دهنده دمای نقطه شبنم هستند (زاهدی و چویدار، ۱۳۸۶). همانگونه که اندیس‌های معادله ۳ نشان می‌دهند، در معادله ارایه شده از دمای سطوح فوقانی ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای نقطه شبنم دو تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برای آشکارسازی و محاسبه ناپایداری استفاده شده است.

با توجه به علایم ریاضی به کار رفته در معادله ۳ معلوم می‌شود که معادله از ۳ جمله تشکیل شده است. جمله اول ($T_{850} - T_{500}$) نرخ افت دما را در حرکت بالارو نشان می‌دهد. جمله دوم معادله ۳ (TD_{850}) معرف نقطه شبیم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده و می‌توان گفت که رطوبت اولیه جو را نشان می‌دهد. جمله سوم معادله ۳ نیز ($T_{7000} - TD_{700}$) اختلاف بین دمای واقعی و دمای نقطه شبیم تراز جوی ۷۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. با توجه به معادله ۳ و ۳ جمله تشکیل دهنده آن می‌توان به این رابطه مهم ترمودینامیک پی برد که هر اندازه جمله اول یا کاهش دما در حرکت بالارو و جمله دوم یا رطوبت آغازین بیشتر باشند و از سوی دیگر جمله سوم که در واقع بیانگر کمبود اشباع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جو است، کمتر باشد، بر شدت ناپایداری جو افزوده می‌شود. مقادیر بالاتر KI می‌توانند بیانگر رطوبت و افت دمایی بیشتر و افزایش و تشدید بارش‌ها به سمت بارش‌های سنگین باشند. بر اساس شاخص KI اگر مقدار خروجی معادله کمتر از ۱۵ باشد، جو فاقد ناپایداری و حرکات همرفتی است. اگر خروجی شاخص بین ۱۵ و ۲۵ باشد، پتانسیل همرفت در حد کم، بیش از ۲۵ تا ۳۹ گویای پتانسیل همرفت متوسط و ارقام بیش از ۴۰ معرف پتانسیل همرفت شدید هستند. تعیین کم و کیف ناپایداری و درصد احتمال وقوع توفان‌های تندی بر اساس شاخص KI به شرح جدول ۲ امکان پذیر است:

جدول ۲- احتمال وقوع توفان‌های تندی بر اساس شاخص KI (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶)

ردیف	مقدار KI	احتمال وقوع توفان تندی
۱	۰ تا ۱۵	۰ درصد
۲	۱۵ تا ۲۰	۲۰ درصد
۳	۲۱ تا ۲۵	۲۰ تا ۴۰ درصد
۴	۲۵ تا ۳۰	۴۰ تا ۶۰ درصد
۵	۳۰ تا ۳۵	۶۰ تا ۸۰ درصد
۶	۳۵ تا ۴۰	۸۰ تا ۹۰ درصد
۷	بیشتر از ۴۰	۱۰۰ درصد

۵- شاخص سنجش ناپایداری و آشکار سازی شدت توفان^۴ TTI : شاخص TTI شاخصی رایج بوده و با استفاده از معادله ۴ مورد محاسبه قرار می‌گیرد:

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}) \quad (5)$$

همانند معادله ۴ در معادله ۵ نیز حرف T معرف دما و اندیس‌ها گویای ترازهای فوقانی جو و TD نشان دهنده دمای نقطه شبنم هستند (میلر، ۱۹۷۲). شاخص مذکور بیانگر تفاسیل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای بسته (توده) هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. عدم تشخیص دقیق صعود توده هوا عیب شاخص مذکور محسوب می‌شود. تعیین و تشخیص ساختار دمایی و رطوبتی ترازهای مذکور در شاخص TTI نیز مزیت محسوب می‌شود. برای تعیین ۵ وضعیت احتمالی ناپایداری سطوح جوی و آشکار سازی توفان‌های تندی بر اساس نمایه TTI از مقیاس طبقه بندی ارایه شده توسط میلر (۱۹۷۲) به شرح جدول ۳ استفاده می‌شود.

جدول ۳- مقیاس تعیین ناپایداری و آشکارسازی توفان‌های تندی بر اساس نمایه TTI (میلر، ۱۹۷۲)

ردیف	وضعیت	مقدار نمایه TTI
۱	احتمال کم برای حرکات همرفتی	تا ۴۴
۲	احتمال تندر (توفان و رعد و برق)	بیش از ۴۴ تا ۵۰
۳	احتمال توفان تندی شدید	بیش از ۵۰ تا ۵۲
۴	توفان تندی حتمی	بیش از ۵۲ تا ۵۶
۵	توفان تندی شدید	بیشتر از ۵۶

بایستی توجه داشت که احتمال وقوع توفان در وضعیت‌های ۴ و ۵ به دو صورت گسترده یا پراکنده امکان پذیر است.

۶- شاخص بالا روی^۵ LI : در نمودارهای اسکیتی از LCL (به محل تلاقی خطوط افتاهنگ آدیاباتیک بی در رو خشک و نسبت اختلاط نقطه LCL گفته می‌شود) ارتفاع ۵۰۰ متری زمین

به موازات افتاهنگ بی دررو اشباع خطی ترسیم می شود تا در نقطه ای به نام D خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را قطع کند. شاخص بالاروی بر اساس معادله زیر مورد محاسبه قرار می گیرد:

$$LI = T_{500} - T_D \quad (6)$$

در معادله فوق T_D دمای نقطه D بر واحد درجه سانتی گراد می باشد (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۸).

ناست ویگ و فورکز (۲۰۰۰) احتمال وقوع توفان بر اساس شاخص LI را به کمک جدول ۴ تعیین نموده اند:

جدول ۴- مقادیر آستانه شروع ناپایداری و وقوع توفان بر اساس شاخص LI (ناست ویگ و فورکز، ۲۰۰۰)

مقدار نمایه LI	وضعیت	ردیف
۰ تا ۲-	احتمال وقوع رگبارهای باران و برف	۱
کمتر از ۲- تا ۵-	احتمال وقوع توفان	۲
کمتر از ۵- تا ۶-	احتمال توفان شدید	۳
کمتر از ۶- تا ۷-	احتمال وقوع تورنادو (دیوباد)	۴

۷- شاخص صعود^۶ SOI: شاخص SOI در اصل میزان و اندازه بالاروی ابرهای همرفتی می باشد که با استفاده از داده های ارتفاع بین ۱۵۲۴ و ۶۰۹۶ متری و بر اساس معادله ۷ مورد محاسبه قرار می گیرد (ناست ویگ و فورکز، ۲۰۰۰):

(۷)

$$SOI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{850} - TD_{700}) + TD_{700}$$

شاخص SOI برای ارزیابی و پیش بینی احتمال وقوع توفان های تندری بر اساس طبقه بندی جدول ۵ عمل می نماید:

5- Lifted Index (LI)

6- Soaring Index (SI)

جدول ۵- طبقه بندی شانس و احتمال وقوع توفان تندی بر اساس شاخص SOI (ناست ویگ و فورکز، ۲۰۰۰)

ردیف	مقدار شاخص SOI	شانس وقوع توفان تندی
۱	کمتر از -۱۰	به ندرت و کم
۲	از -۱۰ تا ۵	متوسط
۳	۵ تا ۲۰	زیاد
۴	بیش از ۲۰	خیلی زیاد

۸- شاخص تهدید کننده هوای بد یا SWEAT^۷: نمایه مذکور مانند نمایه‌های پیش گفته برای ارزیابی و تحلیل خطرات بالقوه ناپایداری‌های جوی و احتمال وقوع توفان‌های مختلف از تندر گرفته تا تورنادو به کار می‌رود. نمایه SWEAT از طریق رابطه ۸ به شرح زیر مورد محاسبه قرار می‌گیرد:

$$SW = 12 TD_{850} + 20(TTI-49) + 2(v_{850}) + (v_{500}) + 125(\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0.2) \quad (8)$$

در معادله فوق: TTI خروجی معادله ۴، TD دمای نقطه شبنم به سانتی‌گراد، v سرعت باد به نایت، dd جهت باد به درجه (چینش^۸) و اندیس‌ها گویای ترازهای جوی هستند (سیدلسکی، ۲۰۰۹، ص ۸۷). لازم به ذکر است که اگر مقدار TTI کمتر از ۴۹ باشد، جمله $20(TTI-49)$ برابر صفر فرض می‌شود. همچنین در صورت وجود هر یک از شرایط ۴ گانه زیر مقدار جمله $125(\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0.2)$ نیز برابر صفر فرض خواهد شد. شرایط ۴ گانه مذکور عبارتند از: ۱- مقدار $(dd_{500} - dd_{850})$ از صفر تجاوز نکند ۲- جهت باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مابین ۲۱۰ و ۳۱۰ درجه قرار نگیرد ۳- جهت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مابین ۱۳۰ و ۲۵۰ درجه نباشد ۴- سرعت وزش باد در هیچ یک از ترازها ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برابر یا بیشتر از ۱۵ نایت نباشد. مقیاس طبقه بندی شاخص SWEAT برای احتمال وقوع توفان به شرح جدول ۶ است.

7- Severe Weather Threat indicator
8- Wind Shear

جدول ۶- مقیاس طبقه بندی شاخص SWEAT برای احتمال وقوع توفان و میزان خطر (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۸)

ردیف	مقدار شاخص SWEAT	شدت توفان	میزان خطر
۱	کمتر از ۲۷۲	بدون توفان	بدون خطر
۲	۲۷۳ تا ۲۹۹	توفان‌های ضعیف	خطر کم
۳	۳۰۰ تا ۴۰۰	وقوع توفان تندی	خطر متوسط
۴	۴۰۱ تا ۶۰۰	احتمال وقوع تورنادو	خطر زیاد
۵	۶۰۱ تا ۸۰۰	توفان در حد تورنادو	خطر بسیار بالا

۹- آب قابل بارش

بنا به تعریف، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک را آب قابل بارش می‌نامند که بر حسب سانتی متر یا میلی متر بیان می‌شود. برای مثال اگر یک ستون هوای نمناک ۳ سانتی متر آب قابل بارش داشته باشد، بدین معنی است که در ستون هوایی با سطح مقطع یک سانتی متر مربع، مقدار ۳ گرم آب به صورت بخار وجود دارد که اگر به طریقی متراکم شود و به شکل آب تغییر شکل دهد، ارتفاع آن از کف ستون ابر بالغ بر ۳ سانتی متر خواهد شد. بایستی در نظر داشت که بنا به نظر مورد قبول راجرز و یو، هیچ سازوکاری در طبیعت وجود ندارد که بتواند کل بخار آب موجود در هوا را به صورت باران متراکم سازد (راجرز و یو، ۱۹۹۶).

در واقع آب قابل بارش به صورت جرم بخار آب موجود در ستونی از هوا به سطح مقطع S از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یا بین هر دو سطح فشاری دلخواه در نظر گرفته می‌شود. مقدار آب قابل بارش از راه‌های متفاوت قابل محاسبه است (منزاتو، ۲۰۰۳). برای محاسبه آب قابل بارش در نقش شاخصی برای پیش بینی فعالیت همرفتی از رابطه ۹ به شرح زیر استفاده کرده است:

$$PW = \left(\frac{1}{g} \int_{P_{CCL}}^{P_{EL}} r dp \right) * 10^{-1} \quad (9)$$

در معادله فوق r مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری P_{CCL} و P_{EL} (فشار در پایه و

قله ابر) هستند. معادله ۹ را می‌توان به صورت معادله ۱۰ نیز نوشت:

$$PW = g^{-1} \int_{P_{500}}^{P_0} q dp \quad (10)$$

که در آن g نیروی جاذبه، q نم ویژه، P_0 فشار سطح زمین، P_{500} فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشند.

باید توجه داشت که اگر در محاسبه آب قابل بارش وارونگی دما بین دو لایه فشاری در بالای پایه‌ی ابر وجود داشته باشد، مقدار rdp برای آن لایه با علامت منفی در نظر گرفته می‌شود. چون با افزایش دما، پتانسیل پذیرش رطوبت بسته هوا افزایش می‌یابد، کمبود اشباع ایجاد می‌شود و تبخیر در اثر این افزایش دما نیز نمی‌تواند این کمبود اشباع را جبران کند (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵، ۸۵).

نتایج و بحث

نتایج حاصل از محاسبه هر یک از شاخص‌های آشکارسازی و سنجش شدت توفان تندی برای روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ در جدول ۷ درج شده است:

جدول ۷- برآورد شاخص‌های وقوع و شدت توفان تندی برای روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹

ردیف	شاخص	روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹	
		ساعت ۳/۳۰	ساعت ۱۵/۳۰
۱	CAPE	۸۶۷	۱۵۲۷
۲	CIN	۰	۰
۳	SI	-۱/۱	-۱/۳
۴	KI	۳۶	۳۸/۳
۵	TTI	۴۶	۵۳
۶	LI	۳	-۳
۷	SOI	۱۷/۵	۲۲
۸	SWEAT	۳۲۴	۳۹۷/۶
۹	PW (mm)	۲۱/۴	۲۶/۳

با توجه به مقادیر مندرج در جدول ۷ می‌توان به نکات جالب توجه و مهم زیر اشاره نمود: با توجه به مقادیر عددی شاخص CAPE در ساعت ۳/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ وضعیت هوا در شرایط ناپایداری متوسطی قرار داشته که ناپایداری مذکور رو به تشدید گذاشته و در ساعت ۱۵/۳۰ به وقت محلی تبدیل به ناپایداری شدید شده است. افزایش عددی مقدار شاخص CAPE از ۸۶۷ به ۱۵۲۷ ژول بر کیلوگرم از ساعت ۳/۳۰ به ۱۵/۳۰ نشانگر تقویت و تشدید نیروی شناوری و به تبع آن شتاب بیشتر بوده و تشدید ناپایداری را از وضعیت متوسط به شدید و از سطح تعادل به سطح همرفت نشان می‌دهد. شاخص CIN بنا به اشکالات فنی یا عدم دقت در اندازه‌گیری قرائت و مورد محاسبه قرار نگرفته است.

با عنایت به مقادیر عددی شاخص شوالتر در هر دو قرائت ساعات ۳/۳۰ و ۱۵/۳۰ احتمال وقوع توفان تندری در ایستگاه تبریز وجود داشته و قابل پیش‌بینی بوده است. با توجه به شاخص KI احتمال وقوع توفان تندری در ایستگاه تبریز در ساعت ۳/۳۰ بین ۴۰ تا ۶۰ درصد بوده که احتمال مذکور در ساعت ۱۵/۳۰ به ۶۰ تا ۸۰ درصد افزایش یافته است. به عبارت دیگر در بازه زمانی بین ۳/۳۰ تا ۱۵/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ امکان وقوع توفان تندری از حداقل ۴۰ تا حداکثر ۸۰ درصد افزایش پیدا کرده و با توجه به سیر زمانی درصد وقوع امکان وقوع آن در ساعات بعد از ظهر بسیار محتمل بوده است. همچنین مقادیر بالای شاخص KI نشان می‌دهد که حرکات همرفتی به عنوان یکی از ملزومات و نشانه‌های وقوع توفان تندری از ساعت ۳/۳۰ به ۱۵/۳۰ تشدید شده و وقوع توفان تندری را در ساعت ۱۵/۳۰ باعث شده است.

بر اساس محاسبات انجام گرفته مقدار عددی TTI در ساعت ۳/۳۰ برابر با ۴۶ بوده که نشانگر وجود حرکات بالاروی همرفتی در حد امکان وقوع توفان تندری بوده که مقدار مذکور در ساعت ۱۵/۳۰ به رقم چشمگیر ۵۳ افزایش پیدا کرده و علاوه بر نشان دادن تشدید حرکات همرفتی از ساعت ۳/۳۰ به ۱۵/۳۰ حتمی شدن وقوع توفان تندری را نیز نشان می‌دهد.

یکی از نشانه‌های وقوع یا احتمال وقوع توفان تندری وجود و تشدید حرکات بالارونده است که با شاخص LI قابل سنجش است. کم شدن اختلاف دمای بسته هوا با دمای نقطه شبنم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۳/۳۰ نشانه‌ای بر احتمال وقوع ناپایداری در جو بوده و نزول دمای بسته هوای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به کمتر از دمای نقطه شبنم نشان دهنده وقوع ناپایداری در جو می‌باشند.

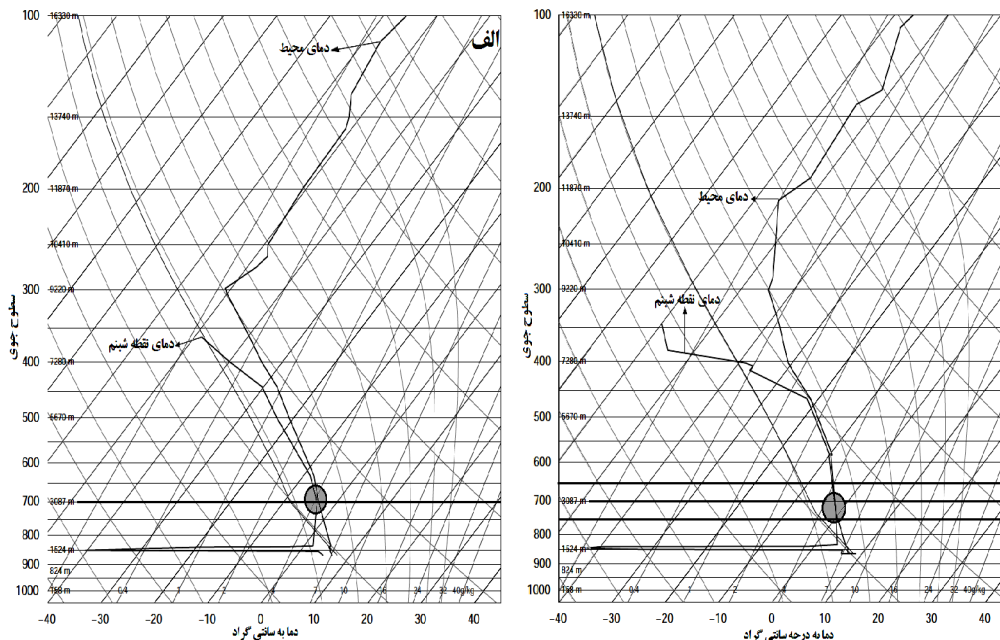
مقادیر مورد محاسبه برای شاخص SOI گویای حرکات همرفتی شدید در ساعت ۳/۳۰ بوده که با احتمال زیاد وقوع توفان تندری همراه بوده است و از ساعت ۳/۳۰ به سمت ساعت ۱۵/۳۰ بر سرعت انجام حرکات همرفتی اضافه شده و این امر احتمال وقوع توفان تندری را تا حد بسیار زیادی افزایش داده است.

با در نظر گرفتن مقدار عددی ۳۲۴ برای شاخص SWEAT در ساعت ۳/۳۰ می‌توان به وجود حرکات همرفتی منجر به وقوع توفان متوسط پی برد که رقم شاخص در ساعت ۱۵/۳۰ به ۳۹۷/۶ رسیده است که در شرایط مذکور به واسطه حرکات قائم جو و وقوع همرفت شدید احتمال توفان تندری بسیار زیاد بوده و اگر به رقم ۴۰۰ می‌رسید این احتمال وجود داشت که شاهد وقوع تورنادو در منطقه باشیم.

میزان آب قابل بارش در ساعت ۳/۳۰ برابر با ۲۱/۴ میلی متر و در ساعت ۱۵/۳۰ برابر با ۲۶/۳ میلی متر بوده و بنابراین رقم بارش ناشی از توفان تندری که برابر با ۱۷/۵ میلی متر گزارش شده است اولاً منطقی است، زیرا به صورت طبیعی هیچ فرایندی نمی‌تواند تمام بخار آب موجود در جو را به شکل بارش متراکم سازد و ثانیاً نشان می‌دهد که توفان تندری به وقوع پیوسته از نوع تندرهای مرطوب یا به عبارت دیگر بارش تندری است. بایستی در خصوص آب قابل بارش و بارش ۱۷/۵ میلی متری به این نکته اصلی نیز توجه داشت که حداکثر رطوبتی که در یک بسته یا حجم معینی از هوا می‌تواند وجود داشته باشد، به دمای آن بسته یا حجم هوا بستگی داشته و با آن نسبت مستقیم دارد. با توجه به این که بسته هوا در حین صعود با کاهش فشار و در صورت انبساط با سرمایش مواجه شده و دمای آن به دمای نقطه شبنم

نزول پیدا می‌کند، بخش وسیعی از رطوبت توده هوا در چنین حالتی نمی‌تواند به صورت بخار آب باقی بماند و به ناچار به صورت مایع متراکم شده و به صورت بارش فرو می‌ریزد. با توجه به جدول ۷ و موارد فوق در خصوص ناپایداری جوی در تبریز معلوم می‌شود که احتمال وقوع توفان تندی در تبریز در روز ۵ اردیبهشت ۸۹ کاملاً مهیا بوده و به تدریج از ساعت ۳/۳۰ به ۱۵/۳۰ تقویت و تشدید شده است. اما سوالی که اینجا مطرح می‌شود این است که ناپایداری اصلی در چه سطحی از سطوح فوقانی اتفاق افتاده؟ و یا در چه سطحی از ترازهای جوی بخار آب متراکم و چگالیده شده است؟ برای پاسخ دادن به دو سوال فوق نمودارهای ترمودینامیک اسکیتی و اشتو ایستگاه سینوپتیک تبریز و نقشه‌های ترکیبی دما و ارتفاع ژئوپتانسیل برای ساعت‌های ۳/۳۰ و ۱۵/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۸۹ که به ترتیب در شکل ۱، ۲ و ۳ نشان داده شده‌اند، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

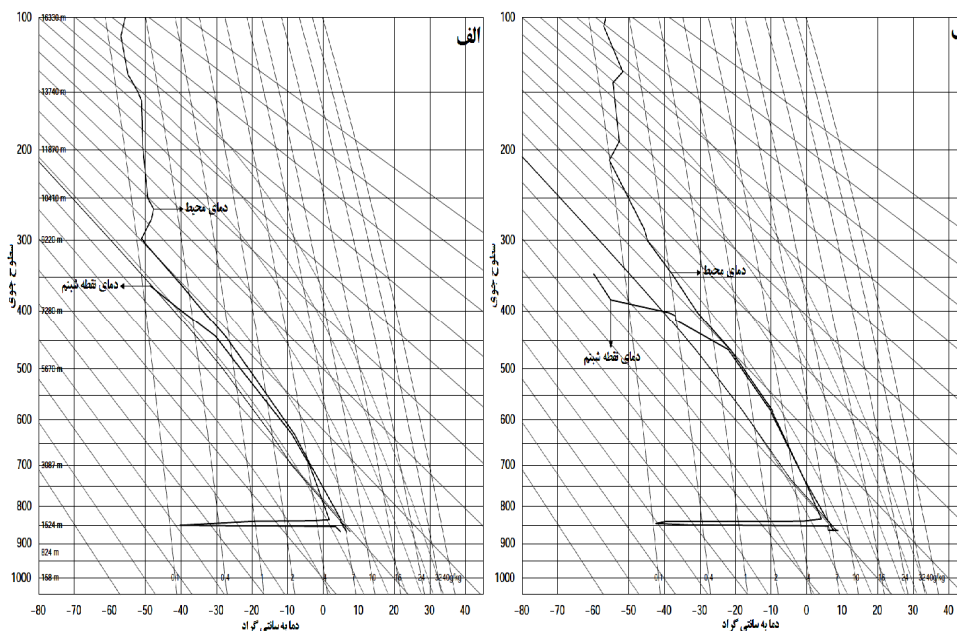
با توجه به شکل ۱ الف معلوم می‌شود که در ساعت ۳/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹، به علت قطع شدن خط دمای محیط و خط دمای نقطه شبنم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هوا ناپایدار گردیده است. بنابر این ناپایداری مورد بحث در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به وجود آمده و بیشینه چگالش رطوبت جوی در ساعت مذکور نیز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال اتفاق افتاده است.



شکل ۱- نمودارهای اسکیوتی ایستگاه سینوپتیک تبریز در روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ برای ساعات: الف-ساعت ۳/۳۰ ب- ساعت ۱۵/۳۰

با توجه به شکل ۱ ب که وضعیت دما و هوای سطوح فوقانی جو تبریز را در ساعت ۱۵/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ نشان می‌دهد، دمای محیط و دمای نقطه شبنم در سه نقطه در ترازهای ۷۵۰، ۷۰۰ و ۶۵۰ همدیگر را قطع کرده‌اند. این امر نشان می‌دهد که اولاً ناپایداری جو تشدید شده و ثانیاً در جهت عمودی گسترش یافته که خود این امر حاکی از تشدید حرکات همرفتی و قائم جوی است که زمینه ساز اصلی وقوع توفان‌های تندری می‌باشد. به منظور حصول اطمینان از نتایج حاصل از نمودارهای اسکیوتی، از نمودار ترمودینامیک دیگری به نام نمودار اشتو استفاده شده که تقریباً همان کار نمودارهای اسکیوتی را انجام می‌دهد. در شکل ۲ نمودارهای اشتو ساعات ۳/۳۰ و ۱۵/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز نشان داده شده‌اند.

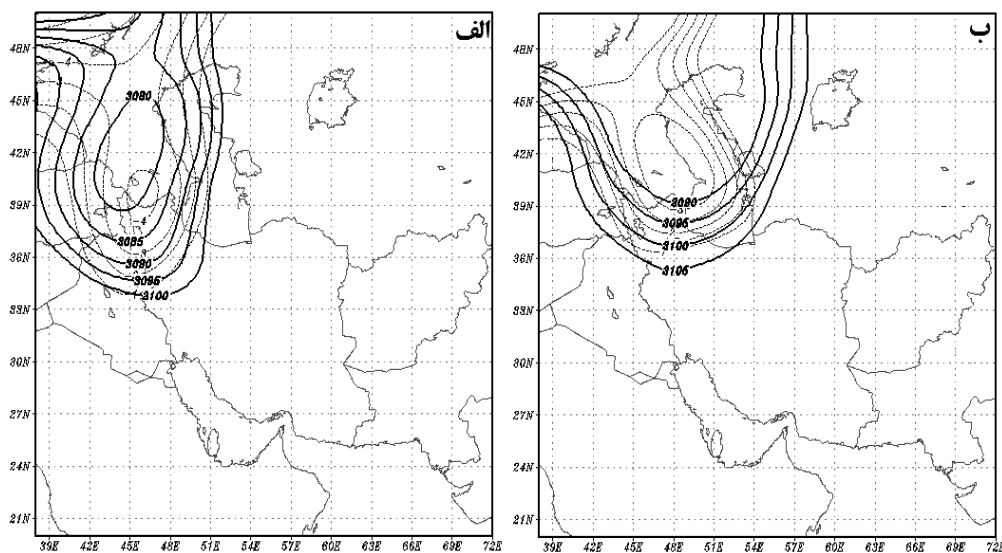
با توجه به نمودار اشته مندرج در شکل ۲ الف برای ساعت ۳/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، تأیید گردید که در ساعت مذکور ناپایداری شدید و چگالش رطوبتی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال انجام گرفته است. همچنین با توجه به شکل ۲ ب مشخص است که دمای محیط و دمای نقطه شبنم در سه نقطه که نشان دهنده ترازهای ۷۵۰، ۷۰۰ و ۶۵۰ هستند، همدیگر را قطع نموده‌اند که از نقاط یا ترازهای فوقانی جوی مذکور به عنوان ترازهای ناپایدار جوی در ساعت ۱۵/۳۰ می‌توان یاد کرد. در سه تراز یاد شده حرکات قائم و همرفتی جو در شدیدترین حالت خود بوده و باعث وقوع توفان تندری و بارش رعد و برقی در ایستگاه تبریز شده‌اند.



شکل ۲- نمودارهای اشته ایستگاه سینوپتیک تبریز در روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ برای ساعات: الف-ساعت ۳/۳۰ ب- ساعت ۱۵/۳۰

نقشه‌های ترکیبی دما با ارتفاع ژئوپتانسیل برای ساعت ۳/۳۰ و ۱۵/۳۰ در تراز نمونه ۷۰۰ هکتوپاسکال (ترازهای ۶۵۰ و ۷۵۰ فاقد داده هستند) نشان از قطع شدن خطوط دما و ارتفاع

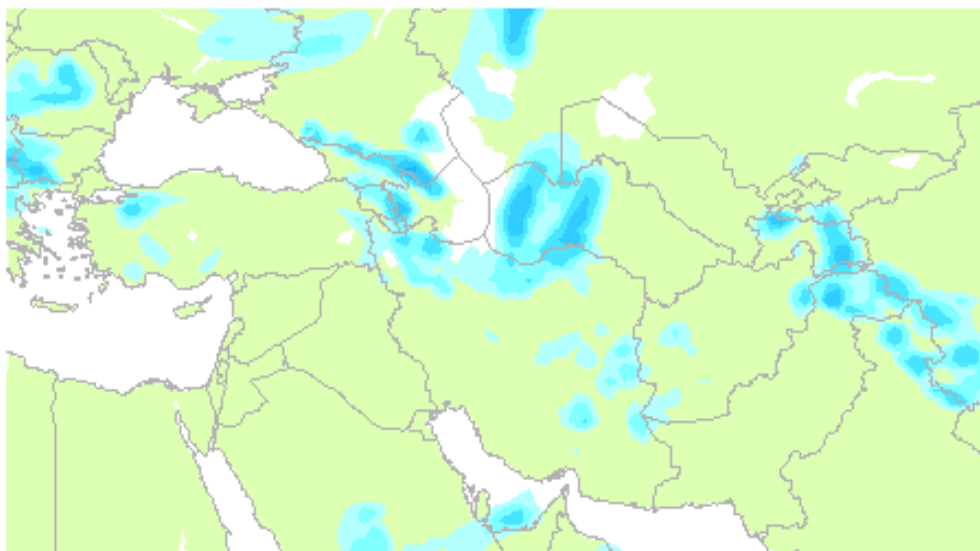
ژئوپتانسیل دارد که این امر وقوع ناپایداری در ترازهایی را که نمودارهای اسکیتی و اشتو نشان می‌دادند، مورد تأیید قرار می‌دهد.



شکل ۳- نقشه‌های ترکیبی دما با ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعات: الف- ساعت ۳۰/۳۰-ب-

ساعت ۱۵/۳۰ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹

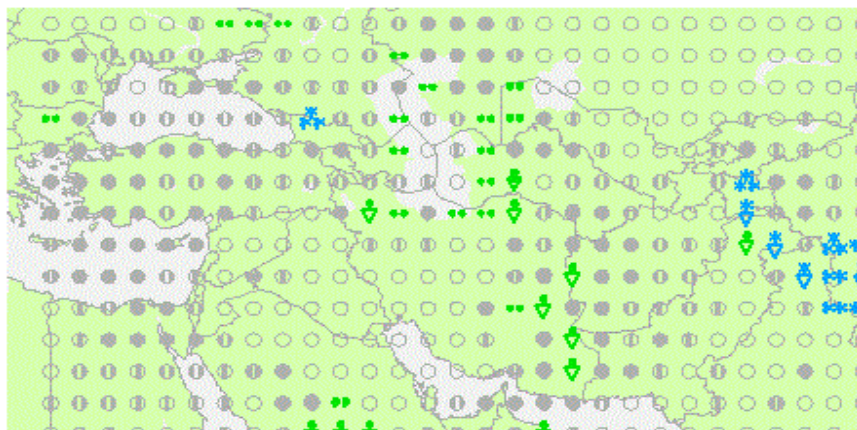
از بدو ناپایداری جو در ساعت ۳/۳۰ تا زمان بیشینه شدن ناپایداری در ساعت ۱۵/۳۰ و گسترش عمودی ناپایداری و حرکات قائم و همرفتی از تراز ۷۰۰ به ترازهای ۶۵۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال، وقوع توفان تندی و پدیده‌های جو منبعث از آن مثل بارش تگرگ، وزش شدید باد، باران و رعد و برق در تبریز آغاز و تا ساعت ۱۵/۳۰ تشدید شده است. مجموع بارندگی تبریز در روز مذکور به ۱۷/۵ میلی متر بالغ شده که در فصل اصلی بارش نیز رقم نسبتاً قابل توجهی محسوب می‌گردد. در شکل ۴ نقشه بارش کل روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ که از وب سایت weatheronline.co.uk اخذ گردیده، نشان داده شده است.



Precipitation (mm) (accumulated)
 0.5 2 5 10 20 30 40 50 @weatheronline.co.uk

شکل ۴- نقشه توزیع مکانی مجموع بارش روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹

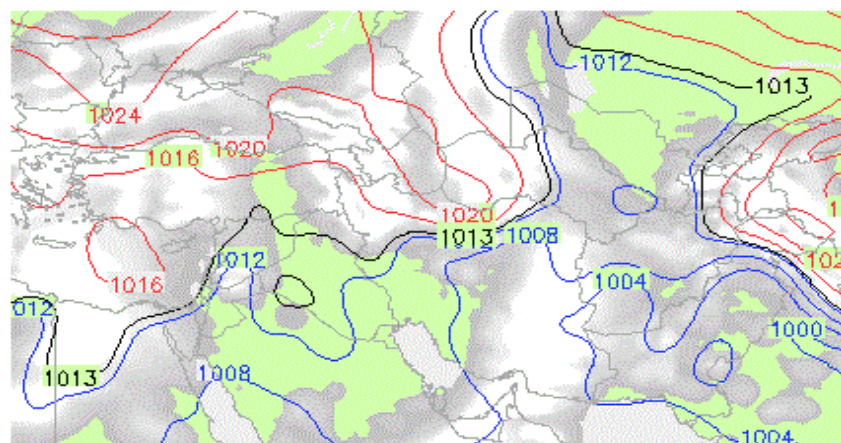
فصل عمده و اصلی بارش ایستگاه تبریز بهار است که یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های بارش‌های بهاره مذکور رعد و برقی یا تندری بودن بارش‌های مذکور است. بارش‌های رعد و برقی تبریز در بهار در ماه مه یا اردیبهشت متمرکز است. بارش‌های مذکور نقش مهمی در کشاورزی منطقه داشته و از سوی دیگر رعد و برقی بودن آن عامل بارش‌های سنگین و تگرگی است که به محیط و اقتصاد منطقه به شدت صدمه می‌رساند. در شکل ۵ نقشه وضع هوای ۲۴ ساعته برای روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ که از وب سایت weatheronline.co.uk اخذ شده، نشان داده شده و همانطور که از نقشه برمی‌آید در تمام ساعات روز مذکور بارش رعد و برقی انجام گرفته است.



Weather type Sun 25/04/2010 @weatheronline.co.uk

شکل ۵- نقشه وضع هوای ۲۴ ساعته برای روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ منطقه خاورمیانه

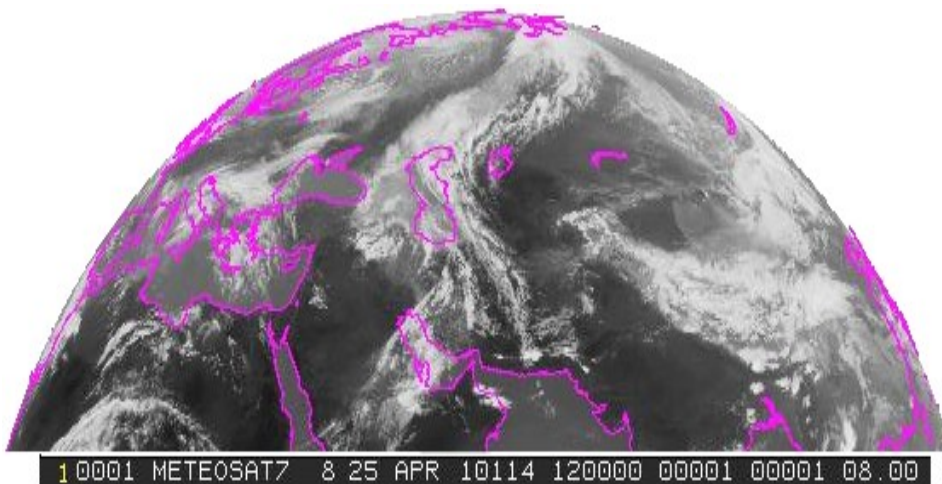
برای وقوع بارش تندی وجود ابرهای همرفتی یا کومولونیمبوس اساسی است. در شکل ۶ که نقشه مجموع کل ابرهای همرفتی در روز ۵ اردیبهشت را نشان می‌دهد و از وب سایت weatheronline.co.uk اخذ شده، پوشش ۱۰۰ درصدی ابرهای مذکور در منطقه شمال غرب بارز است.



@weatheronline.co.uk

شکل ۶- نقشه مجموع کل ابرهای همرفتی و الگوی توزیع فشار در روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹

تصویر بانده ۸ ماهواره متئوسات ۷ (MeteoSat 7) اخذ شده و در شکل ۷ نشان داده شده، وجود ابرهای همرفتی متراکم را در ساعت ۱۲ ظهر به وقت محلی در محدوده مورد مطالعه تأیید می‌کند.



شکل ۷- تصویر مرئی بانده هشتم ماهواره هواشناسی هندی کالپانا از ابرهای موجود در منطقه شمال غرب در ساعت ۱۲ روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ برابر با ۲۵ آوریل ۲۰۱۰ میلادی

نتیجه‌گیری

وقوع توفان‌های تندری همه ساله خسارات سنگین اقتصادی و حتی جانی بر مردم منطقه شمال غرب ایران بویژه بر مردم تبریز وارد می‌سازند. شاخص‌های ناپایداری جوی ابزار علمی مفیدی برای درک ماهیت و پیش بینی مخاطرات جوی یاد شده هستند. از شاخص‌های ارزیابی پایداری که به شاخص‌های ناپایداری معروفند، می‌توان در پیش بینی احتمال فعالیت همرفتی استفاده نمود. این فعالیت‌ها ممکن است در محدوده رگبار بارانی در یک توفان تندری با شدت‌های متفاوت یا توفان‌های تندری حاصل از یک توفند متغیر باشند.

نتایج حاصل از تحلیل دینامیک توفان تندری تبریز در روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ که با استفاده از شاخص‌های ترمودینامیک و نمودارهای اسکپوتی و اشتو انجام گرفت، نشان داد که وقوع

توفان تندری بستگی به وقوع حرکات قائم همرفتی در ترازهای ۶۵۰، ۷۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال داشته و اگر در هر سه تراز مذکور همزمان صورت گیرد، ناپایداری و به تبع آن توفان تندری شدیدتر خواهد بود. با در نظر گرفتن ویژگی‌های مربوط به وقوع توفان تندری و شاخص‌های مورد مطالعه چنین به نظر می‌رسد که شاخص شوالتر یا SI به دلیل عطف توجه به ترازهای واقع بین ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال (فرض اساسی شاخص شوالتر بر این است که ناپایداری در بین سطوح ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال روی می‌دهد. شاخص مذکور پایداری کلی را برای توده‌های هوا بیان کرده و امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را بیشتر مد نظر قرار می‌دهد) و وقوع نمونه توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ در محدوده شاخص شوالتر، نتایج بهتری نسبت به دیگر شاخص‌های ارزیابی و پیش بینی توفان تندری دارد.

ذکر این نکته ضروری است که تمام شاخص‌های مورد استفاده در این پژوهش قابلیت‌های خوبی در ارزیابی و پیش بینی توفان‌های تندری تبریز ارایه کرده‌اند و ترجیح شاخص شوالتر نمی‌تواند دلیلی برای نفی و خدشه دار بودن نتایج سایر شاخص‌ها باشد، بلکه توصیه می‌شود که تمام شاخص‌ها در ارزیابی و پیش بینی توفان‌های تندری مورد استفاده قرار داده شود، چرا که ممکن است در هر محدوده جغرافیایی یکی از شاخص‌ها به صورت نسبی بهتر از دیگر شاخص‌ها جواب دهد.

به نظر می‌رسد که با توجه به موقع ریاضی و طبیعی تبریز و منطقه شمال غرب استفاده از شاخص‌هایی مثل شاخص شوالتر در کنار دیگر شاخص‌ها نتایج بهتر و دقیق‌تری خواهد داد که در این بین شاخص‌هایی چون شاخص شوالتر هم نتایج دقیق‌تری دارند و هم به علت سادگی محاسبات و ترسیم بر روی نمودارهای دینامیک وقت و هزینه کمتری را مصرف می‌کنند.

تشدید ناپایداری جوی و حرکات قائم و همرفتی در سه تراز ۶۵۰، ۷۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال در روز ۵ اردیبهشت نشان می‌دهد که وقوع توفان تندری، بارش ۱۷/۵ میلی متری و بارش تگرگ در روز مذکور نمی‌تواند به علت ناپایداری محلی که عمدتاً در فصل بهار آذربایجان

همرفت دامنه‌ای است، باشد، بلکه وقوع ناپایداری شدید و توفان تندری مذکور بر اثر ورود جبهه هوای سرد و عوامل کلان مقیاس در حد سینوپتیک انجام گرفته و بر این اساس توصیه می‌گردد که ابعاد مطالعه توفان تندری مذکور از میان مقیاس به سینوپتیک تغییر یابد تا ضمن روشن شدن ابعاد دینامیک وقوع توفان‌های تندری منطقه شمال غرب ایران، اثر الگوهای سینوپتیک نیز بررسی شود.

منابع

۱. تاجبخش، س؛ غفاریان، پ؛ میرزایی، الف. (۱۳۸۸)، «روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی»، *مجله‌ی فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۱۶۶-۱۴۷.
۲. حجازی زاده، زهرا، (۱۳۷۹)، «بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و طوفان‌های توام با رعد و برق در غرب کشور»، *مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم*، شماره ۸، صص ۲۶-۵.
۳. خوشحال دستجردی، جواد، قویدل رحیمی، یوسف، (۱۳۸۶)، «شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفان‌های تندری در تبریز)»، *مدرس علوم انسانی، (ویژه نامه جغرافیا)*، (پیاپی ۵۳): ۱۰۱-۱۱۵.
۴. زاهدی، مجید، چوبدار، اصغر، (۱۳۸۶)، «مقایسه شاخص‌های ناپایداری جوی حوضه آبریز آجی چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای حوضه»، *جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای*، شماره ۹، صص ۴۴-۲۳.
۵. صادقی حسینی، علیرضا، رضائیان، مهتاب، (۱۳۸۵)، «بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان»، *مجله فیزیک زمین و فضا*، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۹۸-۸۳.
۶. ساری صراف، ب و همکاران. (۱۳۸۸)، «تحلیل همدید بارش‌های رگباری در حوضه جنوبی رود ارس»، *فضای جغرافیایی*، شماره ۲۴، صص ۱۴۶-۱۲۳.
7. Bentley, M; T, Mote, 2002, Using Land sat to identify thunderstorm damage in agricultural regions, *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 83(3): 363-376.
8. Changnon, S, A, (2001), "Thunderstorm rainfall in the conterminous United States", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82(9): 1925-1940.

9. Changnon, S, A; (2003), "Measures of economic impacts of weather extremes", *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 84(12): 1231-1235.
10. Easterling, D, R, (1989), "Regionalization of thunderstorm rainfall in the contiguous U.S ", *Int. J. Climatol*. 9: 567-579.
11. Easterling, R, (2003), "Trends in U.S. climate during the twentieth century", *Consequences*, 2: 3-12.
12. Geshunove, A; L, Westerling, T, Brown, (2003), "Climate and wildfire in the Western United States", *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 84(5): 595-604.
13. Gheiby, A; N, Sen, D, Puranik; R, Karekar, (2005), "Thunderstorm identification from AMSU-B data using an artificial neural network" , *Meteorological Applications*, 10: 329-336.
14. Knutsvig, R, Forks, G, (2000), "Sever Weather Indices", [http://www .geocities.com/ weatherguyry/ swx2.html](http://www.geocities.com/weatherguyry/swx2.html).
15. Manzato, A, (2003), "A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods", *Atmos, Res*, 68: 417-454.
16. Miller, R, C, (1972), "Notes on analysis and sever storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central", *Tech, Rept, Air Weather Service*. US Air Force, 102.
17. Siedlecki, M, (2009), "Selected instability indices in Europe", *Theor Appl Climatol* , 96:85-94.
18. Whitman, C, D, (2003), "*Mountain meteorology*", Oxford University Press.
19. <http://weatheronline.co.uk>
20. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>