نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال چهارم، شماره ٤، زمستان ١٣٩٦

صفحات٤٨- ٣٣

تحلیل شاخص‌های ناپایداری توفان‌های تندری در ایران با استفاده از داده‌های بازتحلیل

فیروز مجرد[1]، دانشیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.

خانم سمیرا کوشکی، دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.

جعفر معصوم‌پور، استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.

مرتضی میری، دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۲/۲۹ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۹/۱۳

چکیده

مطالعهٔ توفان‌تندر به‌عنوان یک پدیدهٔ مخاطره‌آمیز جوی با استفاده از شاخص‌های ناپایداری به‌دلیل کمبود ایستگاه‌های مشاهداتی در ایران کمتر مورد توجه قرارگرفته است. این پژوهش با استفاده از داده‌های بازتحلیل به ارزیابی توفان‌های تندری در ایران با دو شاخص CAPE و VWS می‌پردازد. ابتدا فراوانی، روند و ساعات وقوع توفان‌های تندری در ایران طی یک دورهٔ ۳۷ساله (۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶) بررسی شد. سپس برای تحلیل توفان‌ها، از داده‌های بازتحلیل شبکه‌ای ERA-Interim متعلق به «مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های جوی میان‌مدت» (ECMWF) استفاده شد. داده‌های ERA با استفاده از داده‌های مشاهداتی۸۰ رخداد توفان در ۱۴ ایستگاه جو بالای کشور با نرم‌افزار RAOB ارزیابی شد. پس از تأیید صحت داده‌های ERA، مقادیر دو شاخص CAPE و VWS مربوط به ۴۵۴۲ رخداد توفان‌تندری برای ساعت‌های صفر و ۱۲ گرینویچ در ۴۲ ایستگاه سینوپتیک به‌دست آمد. سپس برای تمایز محیط‌های رخداد توفان‌تندری بسیارشدید از شدید و ملایم، از تحلیل ممیزی استفاده شد. در نهایت، معادلهٔ خط تشخیص برای هرکدام از گروه‌های شدت توفان به‌دست آمد. نتایج نشان داد که روند توفان‌های تندری در ایران رو به افزایش است. بیشترین فراوانی رخداد مربوط به ماه می و ساعت ۲۱:۳۰ است. داده‌های ERA تخمین بسیار نزدیکی برای VWS ارائه می‌دهند؛ اما تخمین‌ها برای شاخص CAPE اندکی بیش از مقادیر مشاهداتی است. بیشترین میزان شاخص CAPE در استان‌های جنوبی و جنوب‌غرب سواحل خزر، و بیشترین مقادیر شاخص VWS در سواحل خلیج فارس مشاهده می‌شود. بین مقادیر میانگین CAPE و VWS در سه گروه شدت توفان، اختلاف معناداری وجود ندارد. نقش شاخص VWS در تعیین نوع توفان بیشتر بوده است.

واژگان کلیدی: توفان تندر، ایران، ECMWF، داده‌های بازتحلیل ERA-Interim، شاخص CAPE، شاخص VWS

[1] - نویسنده مسئول: Email:f_mojarrad@yahoo.com

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

مقدمه

توفان تندر یک پدیدهٔ مخرب جوی است که سالانه خسارات زیادی به بخش‌های مختلف فعالیت‌های انسانی وارد می‌آورد. به دلیل همراهی توفان‌تندر با رگبارهای باران و تگرگ و نقش مؤثر در ایجاد سیل‌های ناگهانی، تحلیل رفتار این مخاطره، هم از جنبهٔ کشاورزی و هم از جنبهٔ خسارات مالی و جانی به‌طور گسترده‌ای در سراسر جهان مورد توجه و مطالعه قرار گرفته است. بخشی از مطالعات، به بررسی اجزاء جو که با توفان‌های تندری در ارتباط هستند، مانند تعیین شاخص‌های ناپایداری اختصاص یافته است. این شاخص‌ها از روی گزارش‌های رادیوسوندهای ارسال‌شده به جو بالا و ترسیم نمودارهای دما و نقطهٔ شبنم در لایه‌های مختلف فشاری به دست می‌آید. خود این مطالعات به دو دسته تقسیم می‌شود. دسته‌ای از آنها مانند مطالعات شولتر (Showalter, ۱۹۵۳)، گالوی (Galway, ۱۹۵٦) و مانکریف و میلر (Moncrief & Miller, ۱۹۷٦) به تعیین و معرفی انواع شاخص ناپایداری پرداخته‌اند. دسته‌ای دیگر مانند مطالعات منزاتو و مورگان (Manzato & Morgan, ۲۰۰۳)، کراون و بروکس (Craven & Brooks, ۲۰۰٤)، مارياکی و همکاران (Marinaki et al, ۲۰۰٦)، آدامز و سوزا (Adams & Souza, ۲۰۰۸)، گوتلیب (Gottlieb, ۲۰۰۹: ۲)، چادوری و میدی (Chaudhuri and Middey, ۲۰۱۲)، زاهدی و چوبدار (۱۳۸۶)، میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸)، تاج بخش و همکاران (۱۳۸۸)، قویدل رحیمی (۱۳۹۰)، معصوم‌پور سماکوش و همکاران (۱۳۹۲) و صالحی و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی و آزمون شاخص‌های ناپایداری و در برخی موارد، استخراج آستانه‌هایی برای تحلیل پدیده با توجه به شرایط منطقهٔ مورد مطالعه پرداخته‌اند.

هنگام بررسی اقلیم‌شناسی یک مخاطره در مکانی خاص مسئلهٔ اساسی این است که آیا ایستگاه‌های مشاهداتی می‌توانند توزیع زمانی و مکانی دقیق و بدون اشتباهی را از توفان‌های تندری داشته باشند؟ دلیل اصلی انجام پژوهش حاضر این است که در شرایط فعلی، ایستگاه‌های همدیدی و به‌ویژه جو بالا در سطح کشور از پراکنش مکانی و تداوم زمانی داده‌ای مناسبی برخودار نیستند و نمی‌توان بر اساس داده‌های این ایستگاه‌ها تغییرات مکانی و زمانی پدیده‌های اقلیمی را به خوبی بررسی کرد. مطالعات قبلی برای بررسی توفان‌های تندری از ترکیب گزارش‌های توفان بر اساس کدهای هوای حاضر و داده‌های رادیوسوند استفاده کرده‌اند. در پژوهش حاضر علاوه بر این دو نوع داده، از داده‌های بازتحلیل نیز استفاده شده است تا وضوح ناکافی این داده‌ها از نظر مکانی و زمانی جبران شود.

شناسایی اینکه توفان‌های تندری کجا و چه هنگامی آغاز می‌شوند، بسیار مشکل است. عناصری که در تمام رخدادهای توفان‌تندری دخالت دارند، شامل ناپایداری، رطوبت و صعود همراه با باد هستند. انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس (از این به بعد CAPE[۱]) و چینش قائم باد (اختلاف چینش باد بین ۰ تا ۶ کیلومتری سطح زمین، از این به بعد VWS[۲]) اغلب برای توصیف و تشخیص محیط‌های توفان‌تندری به‌کار می‌رود (Allen & Karoly, ۲۰۱٤). شاخص CAPEمعرف انرژی بالقوهٔ در دسترس برای همگرایی یک بستهٔ هوای در حال صعود و در محیطی بی‌تلاطم بوده و بُعدی فیزیکی از بستهٔ هوا را به نمایش می‌گذارد (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). چینش قائم باد نیز آهنگ تغییر باد افقی در راستای قائم است (مرادی و همکاران، ۱۳۹۳). ترکیب CAPE و VWS برای تشخیص توفان‌های تندری از دیگر ترکیب‌ها متداول‌تر است. این امر در مطالعات قبلی مانند بروکس و همکاران (Brooks et al, ۱۹۹٤)، راسموسن و

۱ - Convective Available Potential Energy (CAPE)
۲ - Vertical Wind Shear (VWS)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

بلان‌چارد (Rasmussen & Blanchard, ١٩٩٨)، کراون و همکاران (Craven et al, ٢٠٠٢) و راسموسن (Rasmussen, ٢٠٠٣) به‌خوبی اثبات شده است.

شاخص CAPE یک معیار متداول برای ناپایداری همرفتی است و حد بالای سرعت بالاروی را تعیین می‌کند؛ درحالیکه شاخص VWS از طریق جابجایی فیزیکی صعودهای همرفتی عمیق از بدنهٔ باران و ارتقاء مقیاس توفان، توفان را طولانی و تشدید می‌کند. بنابراین جای تعجب نیست که در پیش‌بینی‌های جوی عملی، به‌ویژه در مکان‌هایی که شرایط هواشناسی برای توسعهٔ هوای شدید در ظرف چند ساعت مساعد است، برای تعیین ساعات توفان‌های تندری شدید از ترکیب دو شاخص CAPE و VWS (البته همراه با دیگر اطلاعات) استفاده می‌کنند (Seeley & Romps, ٢٠١٥). در این زمینه مطالعاتی در سرتاسر جهان انجام گرفته است. یکی از اولین پژوهش‌ها را در این زمینه بروکس و همکاران (Brooks et al, ٢٠٠٣) انجام داده‌اند. آنان با بررسی توزیع فضایی محیط‌های توفان‌تندری در ایالات متحدهٔ آمریکا با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP و NCAR و دو شاخص CAPE و VWS نشان دادند که این شاخص‌ها برای شناسایی و پیش‌بینی توفان‌های تندری مناسبند. آلن و همکاران (Allen et al, ٢٠١١) به بررسی اقلیم‌شناسی توفان‌های تندری شدید استرالیا با استفاده از دو شاخص CAPE و VWS با داده‌های مدل MESOLAP پرداختند. این داده‌ها در مقابل داده‌های رادیوسوند شبیه‌سازی شد و سرانجام توابعی برای تشخیص محیط‌های همرفت ارائه گردید. آلن و کارولی (Allen & Karoly, ٢٠١٤) با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim با دو شاخص CAPE و VWS به بررسی اقلیم‌شناسی محیط‌های توفان‌تندری در استرالیا پرداختند. همچنین در پژوهش‌های مشابه دیگری توسط نیال و والش (Niall & Walsh, ٢٠٠٥) و آلن و همکاران (Allen et al, ٢٠١٤) در استرالیا، دل‌جنیو و همکاران (Del Genio et al, ٢٠٠٧)، دیفن‌بو و همکاران (Diffenbaugh et al, ٢٠٠٨) و سیلی و رامپس (Seeley & Romps, ٢٠١٥) در ایالات متحدهٔ آمریکا، محیط‌های مساعد همرفت با استفاده از دو شاخص CAPE و VWS و داده‌های مدل-های گردش عمومی جو مطالعه شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با توجه به تعداد کم ایستگاه‌های جو بالا و نبود آمار طولانی‌مدت و کامل در سطح ایستگاه‌های موجود کشور، جای چنین مطالعاتی در پژوهش‌های داخلی کاملاً احساس می‌شود. در این مطالعه سعی شده است تا با استفاده از داده‌های بازتحلیل شبکه‌ای «مرکز اروپایی پیش‌بینی-های جوی میان‌مدت»[١] (ECMWF)، محیط‌های مساعد وقوع توفان‌تندر در ایران با استفاده از دو شاخص CAPE و VWS مطالعه شود. این بررسی می‌تواند برآورد و ارزیابی اقلیم کلی محیط‌های توفان‌تندری را در یک دورهٔ طولانی‌مدت فراهم کند.

داده‌ها و روش کار

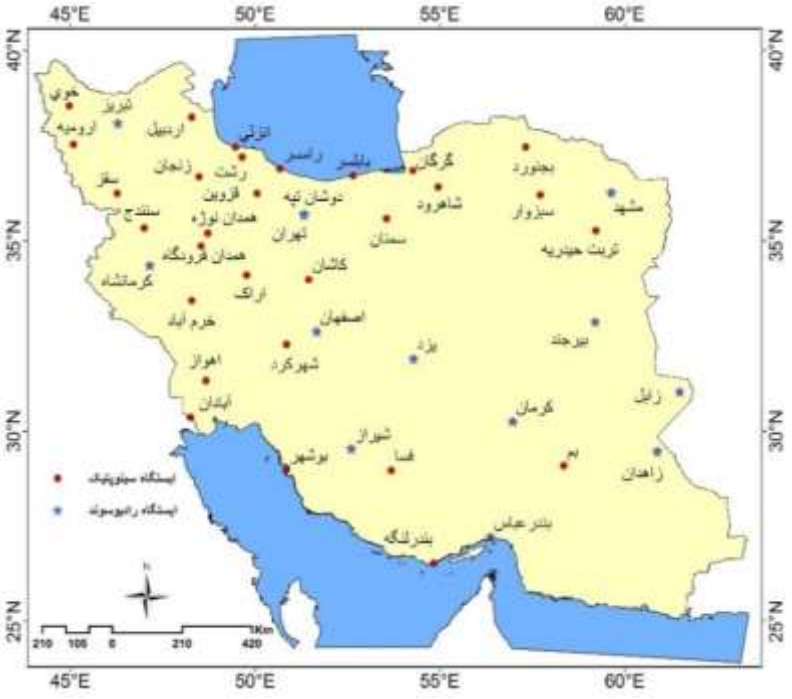
برای تحلیل توفان‌های تندری در ایران با دو شاخص CAPE و VWS از داده‌های شبکه‌ای «مرکز اروپایی پیش‌بینی-های جوی میان‌مدت» (ECMWF) استفاده شده است. پایگاه ECMWF سه سری دادهٔ شبکه‌ای با کیفیت بالا از پارامترهای جوی از روی مدل‌های پیش‌بینی عملیاتی تولید کرده است که با واردکردن[٢] داده‌های مشاهداتی برای مطالعات اقلیم‌شناسی در خلال اواخر قرن بیستم اجرا می‌شود. آخرین پروژه از پروژه‌های بازتحلیل ERA-Interim مرکز ECMWF، عبارتست از سری دادهٔ بازتحلیل با قدرت تفکیک مکانی ٠/٧٥ درجه، وضوح زمانی ۶ ساعته و ٢٩

١ - The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)
٢ - ingesting

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

سطح فشاری، و نیز یک سری دادهٔ شبکه‌بندی‌شدهٔ جهانی که در مقایسه با سایر داده‌های بازتحلیل، برآورد بهتری از نیمرخ رطوبت کلی ارائه می‌کند و سطح عملکرد بالاتری را در همانندسازی داده‌ای[۱] دارد (Allen & Karoly, ۲۰۱٤). سری دادهٔ ERA-Interim متعلق به ECMWF ،که از این به بعد به‌اختصار از آن به عنوان «داده‌های ERA» یاد خواهد شد، نتایج بازتحلیل اقلیم جهانی را از سال ۱۹۷۹ تا زمان حاضر نشان می‌دهد. این سری داده به محض اینکه داده‌های جدید اقلیمی قابل دسترس می‌شوند، بطور مداوم به‌روز می‌شود[۲]. موقعی که کاربر، داده‌های ERA را بارگذاری می‌کند، می‌تواند قدرت تفکیک مکانی آن را به اندازهٔ شبکهٔ دلخواه خود تعیین و درون‌یابی کند؛ مثلاً شبکهٔ ۱/۵ در ۱/۵ درجه. اما پیشنهاد می‌شود از قدرت تفکیک مکانی ۰/۷۵ در ۰/۷۵ درجه استفاده شود. استفاده از قدرت‌های تفکیک بالاتر، از نظر فنی امکان‌پذیر است؛ مثلاً شبکهٔ ۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه. اما این امر فقط تکرار داده‌ها را موجب می‌شود و دقت داده‌ها را بهبود نمی‌بخشد[۳].

بر اساس مطالب فوق، در این پژوهش ابتدا داده‌های هوای حاضر (WW) توفان‌تندری در ۷ کد یا وضعیت متفاوت در ۸ نوبت شبانه‌روز برای ۴۲ ایستگاه سینوپتیک کشور طی یک دورهٔ زمانی مشترک ۳۷ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۶) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده (ایستگاه‌های سینوپتیک و جو بالا) در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران

کدهای مورد استفاده طبق استانداردهای جهانی در جدول ۱ ذکر شده است.

۱ - data assimilation
۲ - https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/What+is+ERA-Interim (Accessed: ۲۰۱۷,۰۸,۲۰)
۳ - https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/ERA-Interim%۳A+What+is+the+spatial+reference (Accessed: ۲۰۱۷,۰۸,۲۰)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

جدول ۱: کدهای توفان‌های تندری و حالات آن

ردیف	کد	حالت یا وضعیت هوا
۱	۱۷	توفان تندری بدون بارش
۲	۲۹	توفان تندری بدون بارش یا همراه با بارش
۳	۹۵	توفان تندری ملایم و آرام و بدون تگرگ، اما در برخی از اوقات همراه با برف و باران
۴	۹۶	توفان تندری ملایم و آرام، همراه با تگرگ
۵	۹۷	توفان تندری متلاطم، بدون تگرگ، اما همراه با برف و بارن
۶	۹۸	توفان تندری ترکیبی از شن و گرد و غبار
۷	۹۹	توفان تندری سنگین، همراه با تگرگ

پس از استخراج کدها یا حالات رخداد توفان‌های تندری، برای ارزیابی صحت داده‌های ERA به منظور تعیین شاخص توفان‌تندر در کشور از داده‌های جو بالا استفاده شد. بدین‌منظور داده‌های ثبت‌شدهٔ مربوط به ۱۴ ایستگاه رادیوسوند کشور از سایت دانشگاه وایومینگ به آدرس:

http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

اخذ گردید. پس از دریافت داده‌ها، مشخص شد که داده‌های جو بالا برای تمام روزهای همراه با توفان تندری موجود نیست. مثلاً برای سه ایستگاه زابل، بوشهر و یزد طی دورهٔ مورد مطالعه، داده‌های جو بالا در دسترس نبود؛ یا اینکه زمانی‌که داده‌های انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس بود، داده‌های بردار باد موجود نبود و بالعکس. سرانجام بر مبنای داده‌های کامل مشاهداتی رادیوسوند ایستگاه‌های جو بالای کشور در سایت یادشده، تعداد ۸۰ رخداد توفان‌تندری برای ارزیابی داده‌های ERA انتخاب شد.

برای ارزیابی داده‌های ERA ابتدا مقادیر شاخص CAPE برای ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب با استفاده از نرم‌افزار RAOB با رابطهٔ ۱ محاسبه شد:

$$\mathrm{CAPE} = g\int_{\mathrm{LFC}}^{\mathrm{EL}} \frac{\mathrm{PT}}{\mathrm{EPT}}\,\mathrm{DZ} \qquad \text{رابطهٔ ۱}$$

که در آن g نیروی جاذبه، EL تراز تعادلی بستهٔ هوا، LFC تراز آزاد همرفتی، PT دمای پتانسیل بستهٔ هوا (دمای مجازی)، و EPT دمای پتانسیل محیط (دمای مجازی محیط) است. اگر میزان شاخص CAPE به ۱۵۰۰j/kg برسد، وضعیت ناپایداری متوسط، بین ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ j/kg ناپایداری شدید و اگر از ۲۵۰۰ j/kg تجاوز کند، ناپایداری بسیار شدید خواهد بود (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). محدوده‌های این شاخص در جدول ۲ ذکر شده است.

جدول ۲: مقیاس طبقه‌بندی شاخص CAPE برای تعیین میزان ناپایداری (معصوم‌پور سماکوش و همکاران، ۱۳۹۲)

مقدار CAPE (بر حسب $J\,kg^{-1}$)	۱ تا ۱۵۰۰	۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰	بیشتر از ۲۵۰۰
میزان ناپایداری و همرفت	CAPE مثبت	CAPE وسیع	CAPE فوق العاده

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

برای محاسبهٔ شاخص VWS داده‌های باد مداری و باد نصف‌النهاری مورد نیاز بود. با توجه به اینکه داده‌های رادیوسوند دارای مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری نبودند، ابتدا این مؤلفه‌ها برای ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب از طریق روابط ۲ و ۳ به دست آمد (مرادی و همکاران، ۱۳۹۳):

$$u = -ff\sin(dd) \qquad \text{رابطهٔ ۲}$$

$$v = -ff\cos(dd) \qquad \text{رابطهٔ ۳}$$

که در آنها ff اندازهٔ بردار سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه و dd جهت آن بر حسب درجه است. جهت و سرعت باد با نرم‌افزار RAOB به دست آمد. برای به دست‌آوردن چینش قائم باد، ابتدا بزرگی چینش باد در ارتفاع‌های صفر و ۶ کیلومتری با استفاده از مؤلفه‌های افقی (u_a و v_a) به ترتیب رابطهٔ ۴ محاسبه شد (Klotzsche, ۲۰۱۳: ۱۶).

$$\vec{v} = \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \qquad \text{رابطهٔ ۴}$$

در نهایت، شاخص چینش عمودی باد (VWS) بین دو سطح فشاری برای ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب با رابطهٔ ۵ محاسبه شد (همان: ۱۷).

$$VWS = \vec{v}_{Level۲} - \vec{v}_{Level۰} \qquad \text{رابطهٔ ۵}$$

محدوده‌های شاخص VWS به نقل از مارکوفسکی و ریچاردسون (Markowski & Richardson, ۲۰۱۰) در جدول ۳ ذکر شده است. در مطالعهٔ بونکرز (Bunkers, ۲۰۰۲) در ایالات متحدهٔ آمریکا، ۹۵ درصد از توفان‌های تندری بسیار شدید و همرفت‌های قوی، VWS بین ۱۳ تا ۲۵ داشتند.

جدول ۳: مقیاس طبقه‌بندی شاخص VWS برای تعیین میزان ناپایداری (Markowski & Richardson, ۲۰۱۰)

مقدار VWS (بر حسب $m\ s^{-1}$)	۰ تا ۱۰	۱۰ تا ۲۰	بیشتر از ۲۰
میزان ناپایداری و همرفت	توفان تندری معمولی	توفان تندری متوسط	توفان تندری شدید

برای ارزیابی داده‌های ERA، مقادیر CAPE و VWS مربوط به ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب، که با روابط ۱ و ۵ محاسبه شده است، با داده‌های ERA مقایسه و صحت آنها تأیید شد. پس از تأیید صحت داده‌های ERA، پراکندگی شاخص‌های CAPE و VWS با استفاده از این داده‌ها در ۴۲ ایستگاه کشور به‌دست آمد. از آنجا که داده‌های شبکه‌ای ERA فقط برای دو ساعت ۰۰ و ۱۲ گرینویچ دارای آمار بود، بنابراین از کدهای توفان‌تندری مربوط به همین دو ساعت استفاده شد و تعداد ۴۵۴۲ رخداد توفان‌تندری طی دورهٔ مطالعاتی در ایستگاها انتخاب گردید. «یک مشکل اساسی در استفاده از داده‌های بازتحلیل به عنوان یک سری دادهٔ مجاورت، انتخاب محیطی است که بیشترین منعکس‌کنندهٔ محیط متأثر از توفان است. انتخاب نقاط شبکه‌ای غیر از نزدیک‌ترین نقطهٔ شبکه‌ای به توفان، می‌تواند تا حدودی مشکل‌ساز باشد؛ چرا که اختلافات مکانی بین نقاط شبکه‌ایِ تحلیل مجدد، ممکن است اختلاف بین یک مکان اقیانوسی و یک مکان داخلی باشد. این امر می‌تواند منجر به تعیین محیطی کاملاً متفاوت با محیط وقوع توفان شود. به منظور حل این مشکل، برای هر رخداد توفان، از مقادیر میانگین چهار شبکه‌ای که در اطراف ایستگاه سینوپتیک مورد نظر بودند، استفاده شد» (Allen & Karoly, ۲۰۱٤). این میانگین‌گیری برای هر رخداد توفان (مجموعاً ۴۵۴۲ رخداد

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

توفان) در هر ایستگاه انجام شد و یک میانگین ۳۷ ساله برای هر ایستگاه به دست آمد. در نهایت، بر اساس داده‌های میانگین ۴۲ ایستگاه، نقشه‌های دو شاخص CAPE و VWS به روش درون‌یابی IDW رسم شد.

در مرحلهٔ بعد، به تعیین آستانه‌های شدت رخداد توفان‌های تندری در سطح کشور با استفاده از داده‌های ERA با ۴۵۴۲ رخداد توفان پرداخته شد تا توفان‌های ملایم، شدید و بسیار شدید از هم متمایز شوند. به این منظور از رابطهٔ ۶ استفاده شد که در واقع ترکیب اثر دو شاخص CAPE و VWS است (Seeley & Romps, ۲۰۱۵):

$$(\mathrm{CAPE}) \times (\mathrm{SHEAR})^{\gamma} \geq \beta \qquad \text{رابطهٔ ۶}$$

که در آن γ وزن نسبی است که به VWS داده می‌شود و β نیز یک مقدار آستانه‌ای است. سپس از رابطهٔ ۷ که در واقع فرم دیگر رابطهٔ ۶ است، استفاده شد. این رابطه برای اولین بار در ایالات متحدهٔ آمریکا توسط بروکس و همکاران (Brooks et al, ۲۰۰۳) و سپس در مناطق دیگر، مانند استرالیا توسط آلن و همکاران (Allen et al, ۲۰۱۱) نیز به کار گرفته شده است.

$$۲.۸۶ \log(S۶) + ۱.۷۹ \log(\mathrm{CAPE}) = ۸.۳۶ \qquad \text{رابطهٔ ۷}$$

رابطهٔ ۷ به صورت رابطهٔ ۸ ساده می‌شود (Allen et al, ۲۰۱۱):

$$\mathrm{CAPE} \times S{\cdot}۶^{۱.۶} \geq ۴۶۸۰۰ \qquad \text{رابطهٔ ۸}$$

آلن و کارولی (Allen & Karoly, ۲۰۱٤) در استرالیا برای اطمینان از انتخاب توفان‌های شاخص فصل گرم، توفان‌های با میزان CAPE کمتر از ۱۰۰ را حذف کردند تا بدین‌ترتیب، محیط‌های ضعیف برای رخداد همرفت کنار گذاشته شوند. در مطالعهٔ حاضر نیز با توجه به اختلاف شدت توفان‌های تندری در ایران، مقادیر CAPE کمتر از ۵۰ حذف شدند. بدین‌ترتیب از ۴۵۴۲ رخداد مورد بررسی تعداد ۵۳۵ رخداد حذف و ۴۰۰۷ رخداد توفان باقی ماند.

ابزار اولیه برای تجزیه و تحلیل داده‌های توفان عبارتست از «جدول احتمال وقوع دو در دو»[۱] (جدول ۲) که کین و همکاران (Keene et al, ۲۰۰۸) و شافر (Schaefer, ۱۹۹۰) در مورد آن به‌طور مبسوط توضیح داده‌اند. این جدول، موارد رخداد و پیش‌بینی توفان‌ها را با هم مقایسه می‌کند.

جدول ۲- «احتمال وقوع دو در دو» توفان (Keene et al, ۲۰۰۸)

		مشاهداتی	
		بله	خیر
پیش‌بینی‌شده	بله	A	B
	خیر	C	D

در این جدول، A یک واقعهٔ بله/ بله است؛ به این مفهوم که یک توفان گزارش شده، و قبلاً یک هشدار توفان صادر شده است. حالت C یک واقعهٔ بله/ خیر است؛ یعنی یک توفان گزارش شده، اما قبلاً هشدار توفان صادر نشده است. حالت B یک واقعهٔ خیر/ بله است که یک هشدار اشتباه[۲] تلقی می‌شود. به این مفهوم که هیچ توفانی گزارش نشده، اما یک

۱ - ۲ x ۲ contingency table
۲ - false alarm

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

هشدار توفان صادر شده است. حالت D یا واقعهٔ خیر/خیر نیز به حالت‌های صحیح عدم رخداد توفان و عدم هشدار اتلاق می‌شود. «جدول احتمال وقوع دو در دو» اطلاعات مورد نیاز را برای محاسبهٔ سه آمارهٔ هشدار، شامل POD[۱] (احتمال تشخیص)، FAR[۲] (نسبت هشدار اشتباه) و CSI[۳] (نسبت موفقیت بحرانی) فراهم می‌آورد. این شاخص‌ها توسط سرویس هوای ملی[۴] برای ارزیابی شاخص‌های هشدار توفان تندری به‌کار می‌رود و با روابط ۹ تا ۱۱ محاسبه می‌شود (Keene et al, ۲۰۰۸):

$$POD = \frac{A}{A+C}$$ رابطهٔ ۹

$$FAR = \frac{B}{A+B}$$ رابطهٔ ۱۰

$$CSI = \frac{1}{\frac{1}{(1-FAR)}+\frac{1}{(POD)}-1}$$ رابطهٔ ۱۱

با توجه به جدول ۲ می‌توان مقادیر شاخص‌های سه‌گانه (روابط ۹ تا ۱۱) را به‌دست آورد.

پس از ارزیابی رابطهٔ ۷ با توجه به شاخص‌های سه‌گانهٔ POD، FAR و CSI (روابط ۹ تا ۱۱) مشخص شد که نتایج این شاخص‌ها با شرایط رخداد توفان‌های تندری در ایران هماهنگی زیاد ندارند؛ چرا که شدت توفان‌ها را درست پیش‌بینی نمی‌کنند. بنابراین برای تفکیک شدت توفان‌های تندری، از روش دیگری به نام «تحلیل ممیزی»[۵] استفاده شد. تحلیل ممیزی در سال ۱۹۳۶ توسط آر. ا. فیشر (R. A. Fisher) معرفی شد. این روش تکنیکی چندمتغیری است که با جداکردن مجموعه‌های متمایز اشیاء (یا مشاهدات) و با تخصیص‌دادن اشیاء (یا مشاهدات) جدید به دسته‌های تعریف-شدهٔ قبلی سر وکار دارد. هدف کلی تحلیل ممیزی به‌وجودآوردن یک ترکیب خطی بین متغیرهاست که از آن برای گروه‌بندی افراد استفاده می‌شود. این ترکیب خطی سبب می‌شود که یک مسألهٔ پیچیدهٔ چندمتغیره به یک مسئلهٔ آماری سادهٔ یک‌متغیره تبدیل شود. انتساب افراد به یکی از گروه‌ها بر مبنای ترکیب خطی مربوط به آن فرد بخصوص است (اشرفی، ۱۳۸۹). برای تحلیل ممیزی در این تحقیق از نرم‌افزار SPSS استفاده شده است. از آنجا که در تحلیل ممیزی نیاز به گروه‌بندی داده‌هاست، لذا تمام توفان‌های مورد بررسی در کشور بر اساس کدهای جدول ۱ به سه دستهٔ ملایم، شدید و بسیار شدید تقسیم شد و سپس تحلیل ممیزی بر روی آنها به انجام رسید. سرانجام، رابطهٔ تفکیک شدت توفان‌ها یا در واقع معادلهٔ خط تمایز برای ۴۰۰۷ رخداد توفان با مقدار CAPE بالاتر از ۵۰ با استفاده از لگاریتم-های CAPE و VWS به عنوان پارامترهای ورودی به‌دست آمد و بدین‌ترتیب آستانه‌های تشخیص توفان‌های تندری بسیار شدید از شدید، و شدید از ملایم مشخص گردید. روابط لگاریتمی بین CAPE و VWS برای تعیین خط تمایز بین محیط‌های توفان‌تندری شدید و غیرشدید توسط تورکو و وینو (Turcotte and Vigneux, ۱۹۸۷) نیز تشریح شده است.

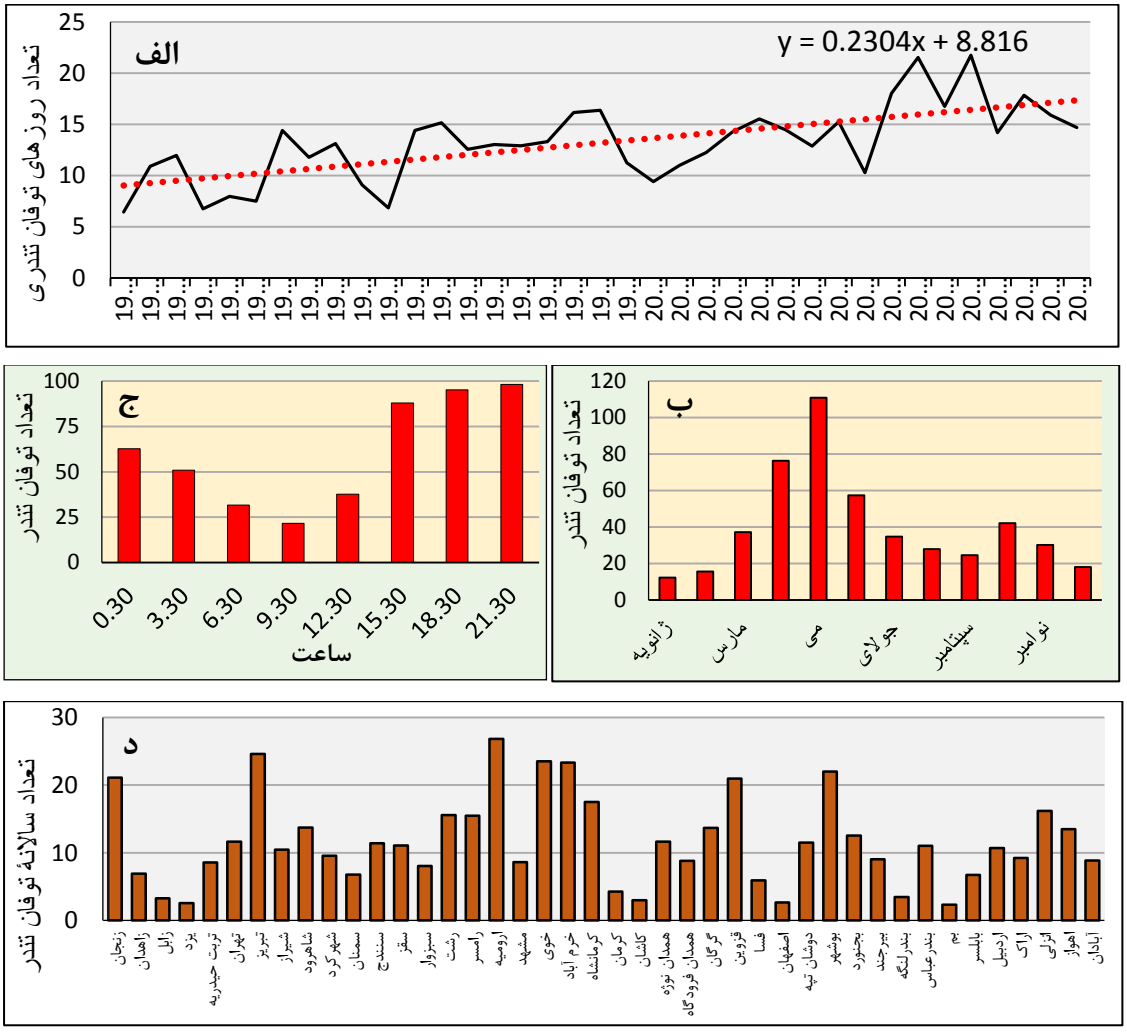
۱ - Probability of Detection
۲ - False Alarm Ratio
۳ - Critical Success Ratio
۴ - National Weather Service
۵ - Discriminant Analysis

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

شرح و تفسیر نتایج

- **بررسی آماری توفان‌های تندری در ایران**

بررسی آماری توفان‌های تندری در ایران طی دورهٔ ۳۷ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۶) در ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه انجام گرفت. نتایج کلی در شکل ۲ نشان داده شده است. بر این اساس، سری زمانی میانگین تعداد روزهای توفان-تندری در کشور در طی دورهٔ آماری با شیب رگرسیونی ۰/۲۳ واقعه در سال (۸/۵ واقعه در دورهٔ آماری) روند افزایشی دارد. جهش‌های خیلی بزرگ در این دوره صورت نگرفته است. با توجه به فراوانی رخداد توفان‌های تندری در ماه‌های سال، بیشترین میزان رخداد توفان‌های تندری، نخست در ماه می با میانگین سالیانهٔ ۱۱۱ و سپس ماه آوریل با ۷۶، و کمترین میزان فراوانی نیز در ماه ژانویه با ۱۲ رخداد بوده است. بررسی‌ها در مقیاس ساعتی نشان می‌دهد که به‌طورکلی فراوانی رخداد پدیده در ساعت‌های ۲۱:۳۰ و ۱۸:۳۰ تقریباً به یک میزان است؛ اما در ساعت ۲۱:۳۰ بیشتر رخ می‌دهد. بیشترین میانگین فراوانی رخداد سالیانه در سطح ایستگاه‌ها به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، خرم‌آباد و بوشهر است.

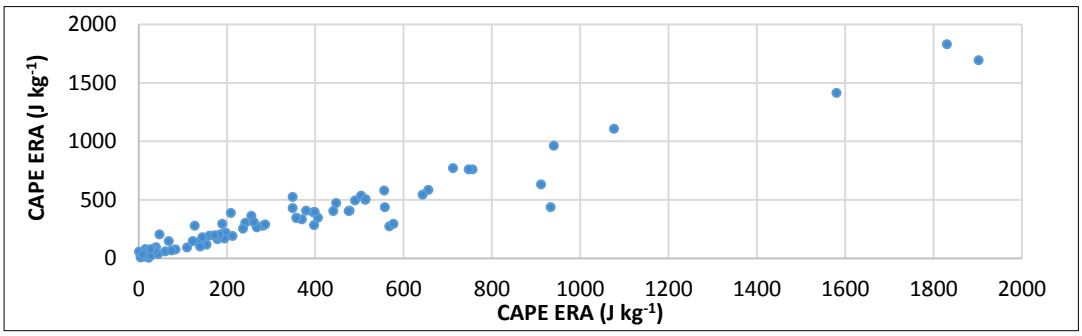


شکل ۲: الف: میانگین سالانهٔ تعداد توفان‌های تندری در ایران به‌همراه شیب خط رگرسیون و ناهنجاری طی دورهٔ آماری (۲۰۱۶-۱۹۸۰) ب: میانگین ماهانهٔ تعداد توفان‌های تندری طی دورهٔ آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۶) ج: میانگین ساعتی تعداد توفان‌های تندری طی دورهٔ آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۶) د: میانگین سالانهٔ تعداد توفان‌های تندری طی دورهٔ آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۶)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

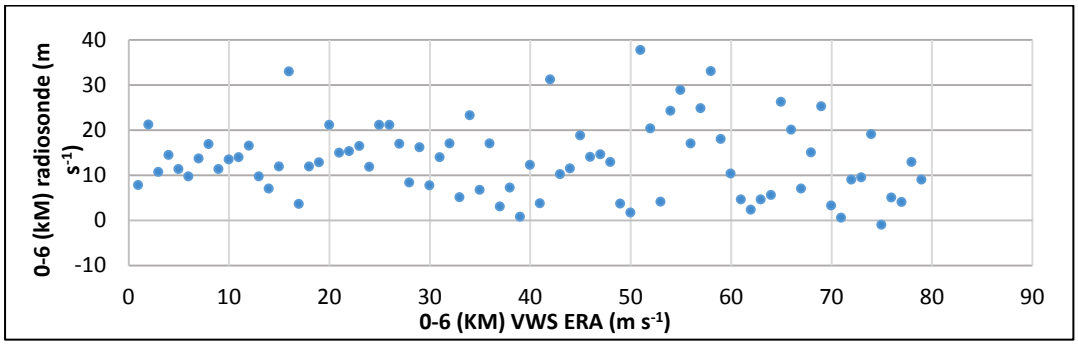
- **ارزیابی داده‌های ERA با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های جو بالا**

همانطورکه قبلاً گفته شد، برای ارزیابی داده‌های ERA تعداد ۸۰ رخداد توفان‌تندری با وضعیت‌های مختلف انتخاب و مقادیر CAPE و VWS به‌دست‌آمده از این مرکز با داده‌های جو بالا مقایسه شد. شکل ۳ مقادیر ERA و داده‌های رادیو سوند را برای شاخص CAPE برای ۸۰ رخداد توفان تندری منتخب با هم مقایسه می‌کند. همانطورکه از شکل مشخص است، مطابقت خوبی بین این دو گروه داده وجود دارد. از ۸۰ رخداد بررسی‌شده، برای شاخص CAPE ۲۴ رخداد برآورد کمتر و ۲۴ رخداد برآورد بیشتری نسبت به داده‌های رادیوسوند داشته‌اند و تعداد ۳۲ رخداد اختلاف بسیار اندکی را با سوندینگ‌ها نشان دادند.



شکل ۳: برآورد CAPE با داده‌های ERA و داده‌های رادیوسوند برای ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب در ایران

همان مقایسهٔ بالا برای شاخص VWS نیز انجام شده است (شکل ۴). برای این شاخص نیز مقادیر ERA به داده-های رادیوسوند بسیار نزدیک و در نتیجه اختلاف‌ها بسیار ناچیز است. توجه شود که مقیاس محور Y در شکل ۴ خیلی بزرگ‌تر از شکل ۳ است و در ظاهر اختلافات زیاد به نظر می‌رسد. اما در واقع اینطور نیست. به طور کلی تخمین‌های این پایگاه داده برای شاخص CAPE نسبت به داده‌های واقعی اندکی بیشتر است.



شکل ۴: برآورد VWS با داده‌های ERA و داده‌های رادیوسوند برای ۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب در ایران

جدول ۳ مقادیر ERA و داده‌های مشاهداتی (میزان غیرصفر CAPE) را که با نرم‌افزار RAOB محاسبه شده است، با استفاده از شاخص‌های صحت‌سنجی با هم مقایسه می‌کند. مقادیر شاخص CAPE بر حسب $J\ kg^{-1}$ و VWS بر حسب $m\ s^{-1}$ است و از این به بعد این‌ها نوشته نمی‌شوند. مقادیر میانگین شاخص CAPE برای داده‌های رادیوسوند و داده-های ERA به‌ترتیب برابر با ۳۵۷ و ۳۴۵، و برای شاخص VWS به‌ترتیب برابر ۱۳/۲ و ۱۳/۳ است. بدین‌ترتیب اختلاف بسیار اندکی بین مقادیر میانگین رادیوسوند و داده‌های ERA وجود دارد. مقدار RMSD برای شاخص CAPE برابر با ۱۰۱/۴ و برای شاخص VWS برابر با ۵ است. ضرایب همبستگی نیز بالاست. اینها مجموعاً نشان از توانایی مناسب این

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

پایگاه داده برای برآورد شاخص‌های ناپایداری در ایران دارد. آلن و کارولی (Allen & Karoly, ٢٠١٤) نیز در استرالیا توانایی ERA را برای تولید شاخص‌های CAPE و VWS البته با یک سوگیری به تخمین بیشتر برای CAPE و کمتر برای VWS تأیید کرده‌اند. میزان RMSD برای شاخص CAPE در مطالعهٔ آنان برابر با ٣٢٨ و برای شاخص VWS برابر با ۴/۶ بوده است. بدین‌ترتیب خطای RMSD آنان خیلی بیشتر بوده است.

جدول ٣:مقایسهٔ داده‌های ERA و داده‌های رادیوسوند از طریق شاخص‌های صحت‌سنجی

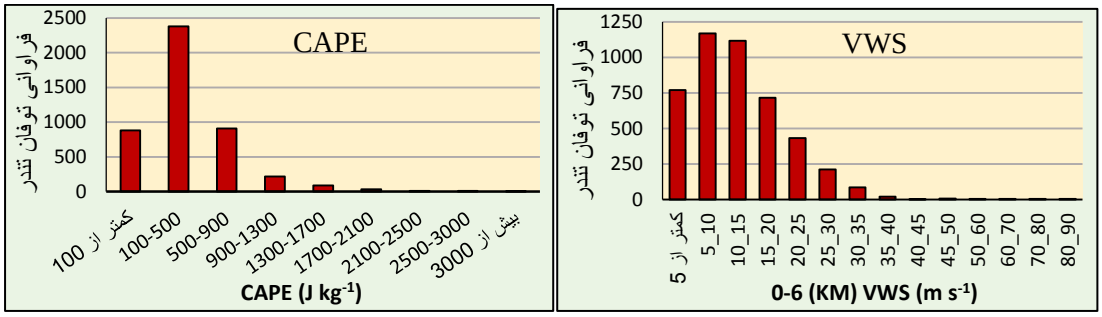
داده / شاخص	داده‌های مشاهداتی		شاخص‌های صحت‌سنجی	
	میانگین ERA	میانگین رادیوسوند	ضریب همبستگی	RMSD
CAPE (بر حسب $J\ kg^{-1}$)	٣۴۵	٣۵٧	۰/٩٧	١٠١/۴
VWS (بر حسب $m\ s^{-1}$)	١٣/٣	١٣/٢	۰/٨	۵

- **بررسی پارامترها برای شناسایی همرفت**

پس از ارزیابی و تأیید داده‌های ERA، با استفاده از داده‌های این مرکز، مقادیر CAPE و VWS برای ۴۵۴٢ رخداد توفان‌تندر در سطح کشور در ساعت‌های ۰۰ و ١٢ به وقت گرینوچ طی دورهٔ مورد مطالعه به دست آمد. توضیح اینکه ERA برای CAPE و بادهای مداری و نصف‌النهاری در این دو ساعت دارای آمار است. شکل ۵ توزیع فراوانی این توفان-ها را به تفکیک رده‌های CAPE و VWS نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود، با افزایش ناپایداری، از فراوانی توفان‌ها کاسته می‌شود. این دلالت بر این موضوع دارد که رخدادهای خیلی نادر و شدید توفان‌های تندری، مقادیر CAPE بالایی دارند. بیشترین فراوانی مربوط به محدودهٔ ١٠٠ تا ۵٠٠ است که شامل ۵٢ درصد از رخدادهاست. ٢٠ درصد از رخدادها نیز مقادیر CAPE بین ۵٠٠ تا ٩٠٠، و ۵ درصد نیز مقادیر بین ٩٠٠ تا ١٣٠٠ دارند. اما در مجموع ٩۶ درصد از رخدادها دارای CAPE کمتر از ١٣٠٠ هستند. برای ایالات متحده و استرالیا مقادیر CAPE کمتر از ١٢٠٠ به ترتیب شامل ٣۵ و ٣٨ درصد از رخدادها بوده است (Allen et al, ٢٠١١). بنابراین CAPE بالاتر از ١٣٠٠ در کشور ما کم اتفاق می‌افتد و تنها شامل ۴ درصد از رخدادهاست؛ در حالیکه در دو کشور ایالات متحده و استرالیا مقادیر CAPE بالای ١٢٠٠ شامل ۶۵ و ۶٢ درصد از موارد بوده است.

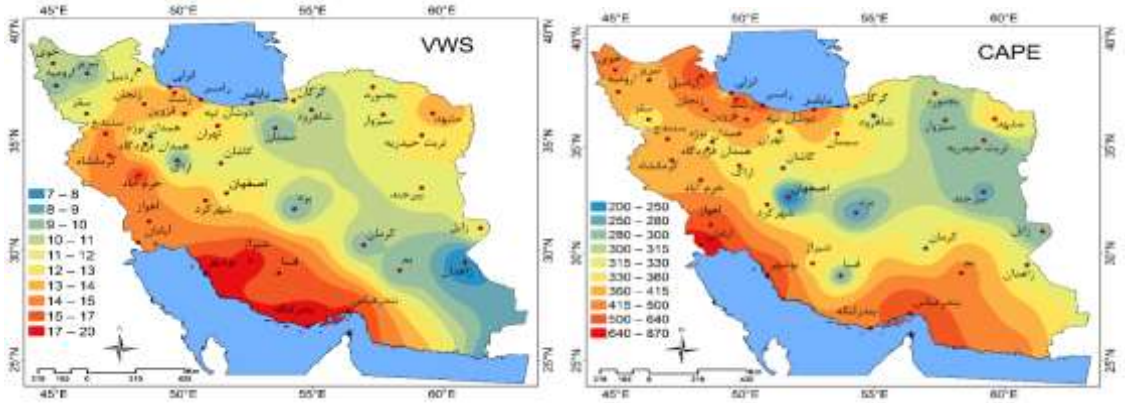
به طور طبیعی، توفان‌های تندری بسیار شدید با مقادیر VWS قوی‌تر همراهی می‌شوند. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، بیشترین سهم فراوانی توفان‌ها به طبقه‌های ١٠-۵ و ١۵-١٠ به ترتیب با ٢۵/٧ و ٢۴/۵ درصد رخدادها تعلق می‌گیرد. دو طبقهٔ اول مختص توفان‌های معمولی و طبقه‌های ١۵-١٠ و ٢٠-١۵ به‌ترتیب مختص توفان-های تندری شدید و بسیارشدید هستند. طبقهٔ ٢٠-١۵ در حدود ١٧/٧ درصد از توفان‌های تندری رخداده را شامل می‌شود. برای ایالات متحدهٔ آمریکا و استرالیا مقدار VWS کمتر از ٢٠/۵ به‌ترتیب برابر با ۵٠ و ۵٢ درصد موارد بوده است (Allen et al, ٢٠١١). این مقدار برای ایران تقریباً ٨١ درصد است. بنابراین بر اساس این شاخص نیز فراوانی توفان‌های شدید در دو کشور فوق خیلی بیشتر از ایران است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]



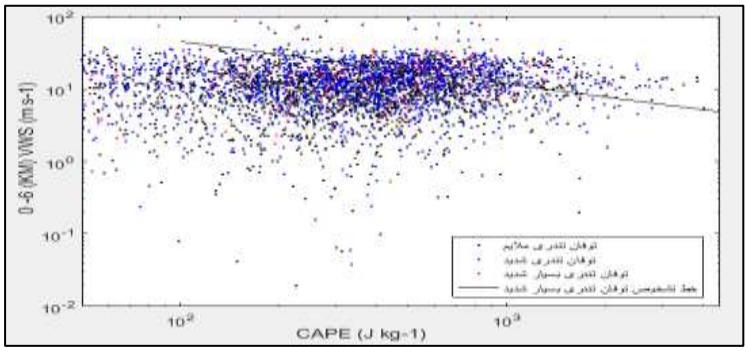
شکل ۵: توزیع فراوانی ۴۵۴۲ رخداد توفان‌تندری در ایران به تفکیک رده‌های دو شاخص CAPE و VWS با داده‌های ERA_Interim طی دورهٔ ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶

مقادیر میانگین دو شاخص بر اساس داده‌های ERA برای توفان‌های تندری رخداده در دورهٔ آماری ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه محاسبه و بر اساس آن، نقشه‌های درون‌یابی به روش IDW ترسیم شد (شکل ۶). همانطور که از نقشه‌ها بر می‌آید، بیشترین میزان دو شاخص در قسمت‌های جنوبی و جنوب‌شرقی کشور مشاهده می‌شود. بیشترین میانگین CAPE مربوط به آبادان با مقدار ۸۷۰ و VWS مربوط به بندرلنگه و بوشهر با مقدار ۱۹/۵ است.



شکل ۶: مقادیر شاخص‌های CAPE و VWS در ایران طی دورهٔ ۱۹۸۰ -۲۰۱۶

در ادامه، برای شناسایی محیط‌های مساعد وقوع توفان‌های تندری شدید و بسیارشدید، شاخص‌های CAPE و VWS با هم ترکیب و مطابق با رابطهٔ ۷ یک معادله حاصل شد. در شکل ۷ برای تمام توفان‌های تندری مورد بررسی در ایران، بهترین خط تشخیص توفان‌های تندری شدید مطابق با رابطهٔ ۷ رسم شده است.



شکل۷: پراکنش رخداد توفان‌های تندری (۴۰۰۷ رخداد) بر اساس لگاریتم مقادیر CAPE و VWS برای داده‌های ERA توأم با خط تشخیص توفان‌های تندری بسیار شدید

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

زمانی که رابطهٔ ۷ برای ۴۰۰ رخداد توفان در ایران آزمون شد و «جدول احتمال وقوع دو در دو» مربوطه به دست آمد (جدول ۴)، مشخص گردید که این رابطه با توجه به شاخص‌های احتمال تشخیص (POD)، نسبت هشدار اشتباه (FAR) و موفقیت بحرانی (CSI) دارای نتایج رضایت‌بخشی نیست؛ چرا که مقدار هر کدام از شاخص‌ها صفر به دست آمد و لذا پیش‌بینی توفان‌ها به درستی محقق نگردید. بنابراین می‌توان گفت که پیداکردن معادله‌ای مطابق با خصوصیات توفان‌های تندری ایران می‌تواند قدری پیچیده باشد.

جدول ۴: «جدول احتمال وقوع دو در دو» مربوط به ۳۸۰ رخداد توفان‌تندری منتخب در ایران

شاخص	POD	FAR	CSI
مقدار	۰	۰	۰

توفان‌های تندری ایران مطابق با کدهای هوای حاضر (جدول ۱) مورد بررسی، به سه دسته تقسیم شدند. طبق توضیحات کدهای جدول، کدهای ۱۷ و ۲۹ به عنوان توفان‌های تندری ملایم، کدهای ۹۵ و ۹۶ به عنوان توفان‌های تندری شدید و کدهای ۹۷، ۹۸ و ۹۹ به عنوان توفان‌های تندری بسیارشدید در نظر گرفته شدند. آماره‌های این سه دسته توفان برای ۴۰۰۷ رخداد توفان‌تندری به تفکیک دو شاخص CAPE و VWS در جدول ۵ ذکر شده است.

جدول ۵:آماره‌های CAPE و VWS مربوط به ۴۰۰۷ رخداد توفان‌تندر در ایران طی دورهٔ ۱۹۸۰-۲۰۱۶

شاخص / نوع توفان	میانگین		انحراف معیار		فراوانی
	CAPE	VWS	CAPE	VWS	
ملایم	۴۴۹/۹	۱۱/۶	۳۹۵/۹	۸/۲	۲۳۱۴
شدید	۴۶۱	۱۳/۸	۳۷۷/۲	۸/۵	۱۴۹۰
بسیار شدید	۴۷۲	۱۵/۶	۳۴۹/۷	۱۱/۸	۲۰۳

با توجه به ارقام جدول ۵، بین مقادیر «میانگین» CAPE و VWS سه گروه شدت توفان، اختلاف چندانی وجود ندارد. اما به طور کلی مقادیر میانگین CAPE و VWS در گروه بسیارشدید بیشتر است.

با توجه به اینکه رابطهٔ ۷ نتوانست شدت‌های توفان را به درستی مدل‌بندی کند، برای تقسیم‌بندی شدت توفان‌ها همانند کاری که بروکس و همکاران (Brooks et al, ۲۰۰۳) در آمریکا و آلن و همکاران (Allen et al, ۲۰۱۱) در استرالیا انجام داده‌اند، از تحلیل ممیزی استفاده شد. تحلیل ممیزی بر این اندیشه استوار است که آیا گروه‌ها نسبت به میانگین یک متغیر با هم تفاوت دارند؟ اگر چنین باشد، آن متغیر برای گزینش افراد هر گروه مورد استفاده قرار می‌گیرد. متغیر ممیز(افراز)کننده در واقع یک تابع خطی به‌نام تابع ممیزی است. اندازهٔ ضرایب هر تابع، نقش شاخص مزبور را در گروه‌بندی مشخص می‌کند. یک تابع معمولاً موجب افراز یک گروه از n-۱ گروه دیگر را بر عهده می‌گیرد. بنابراین در نهایت n-۱ تابع ممیزی ایجاد می‌شود. در اینجا n برابر با تعداد گروه‌هاست. در این پژوهش دو تابع خطی برای ۳ گروه به‌دست آمد. با توجه به آمارهٔ ویکلس‌لامبدا[۱] و مقدار ویژه[۲] مشخص شد که تابع اول، قدرت تفکیک بهتری دارد. آزمون برابری میانگین دو گروه متغیر وابسته برای هر یک از متغیرهای مستقل با توجه به مقادیر p-value نشان داد که مقادیر VWS در این سه گروه تفاوت بیشتری دارد. بنابراین با توجه به این آزمون و همچنین جدول همبستگی

۱ - Wilks' Lambda
۲ - Eigenvalue

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

متغیرها با تابع ممیزی و نیز میزان تفکیکی هر متغیر در ساخت مدل با ثابت نگه‌داشتن سایر متغیرها، نقش بیشتر شاخص VWS در طبقه‌بندی گروه‌ها و ساخت مدل مشخص گردید. مدل تشخیص به‌دست‌آمده از تحلیل ممیزی به قرار رابطهٔ ۱۲ است.

$$-۱.۶۱۵ + ۰.۰۰۲\log(CAPE) + ۰.۱۱۵\log(VWS) \qquad \text{رابطهٔ ۱۲}$$

برای تعیین روابط تشخیص که منجر به شناسایی و طبقه‌بندی گروه‌ها از یکدیگر شود، از میانگین درون‌گروهی تابع ممیزی بر حسب گروه‌های مورد مطالعه استفاده شد که سرانجام این نتایج به‌دست آمد:

رابطهٔ ۱۳(گروه توفان‌تندری معمولی از شدید):

$$\text{dis cri} = (-۰.۱۲۸ * ۲۳۱۴) + (۰.۱۴۹ * ۱۴۹۰)/۳۸۰۴ = -۰.۰۲$$

رابطهٔ ۱۴(گروه توفان‌تندری شدید از بسیار شدید):

$$\text{dis cri} = (۰.۱۴۹ * ۱۴۹۰) + (۰.۳۶۱ * ۲۰۳)/۱۶۹۳ = ۰.۱۳$$

طبق رابطهٔ ۱۳، هر زمان که مقدار مدل ممیزی کمتر از ۰/۰۲- باشد، توفان در گروه اول (معمولی) قرار می‌گیرد، و هر زمان که طبق رابطهٔ ۱۴ مقدار مدل بیشتر از ۰/۱۳ باشد، توفان در گروه سوم (بسیار شدید) قرار می‌گیرد و اگر رقم بین این دو باشد، توفان از نوع دوم (شدید) است. مدل به‌دست آمده، ۶۰ درصد از توفان‌های تندری بررسی‌شده را به‌درستی گروه‌بندی کرد.

نتیجه‌گیری

دسترسی به یک پایگاه داده‌ای که بتواند یک دید جامع از توفان‌های تندری با توجه به تعداد کم ایستگاه‌های جو بالا در کشور ارائه دهد، بسیار ضروری است. در این پژوهش ابتدا یک بررسی کلی آماری از توفان‌های تندری کشور با توجه به کدهای هوای حاضر در ۴۲ ایستگاه سینوپتیک کشور طی دورهٔ ۳۷ سالهٔ ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶ به انجام رسید. سپس از داده‌های بازتحلیل ERA برای بررسی توفان‌های تندری با دو شاخص CAPE و VWS استفاده شد. بر پایهٔ داده‌های رادیوسوند، صحت داده‌های بازتحلیل ERA با ۸۰ رخداد توفان تندری منتخب ارزیابی و تأیید گردید. واضح است که این پایگاه داده با توجه به کمبود ایستگاه‌های جو بالا، بهترین راه برای بررسی توفان‌ها بر اساس آمار بلندمدت و همچنین دسترسی به آمار توفان در سراسر کشور می‌تواند باشد. پژوهش حاضر نشان داد که داده‌های بازتحلیل می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی از توزیع توفان‌های تندری ارائه دهد. بروکس و همکاران (Brooks et al, ۲۰۰۳) در آمریکا، آلن و کارولی (Allen & Karoly, ۲۰۱٤) در استرالیا و مارش و همکاران (Marsh et al, ۲۰۰۹) در اروپا نیز به این نتیجه رسیدند که هیچ تردیدی در توانایی این پایگاه داده برای تحلیل توفان‌های تندری وجود ندارد. همچنین کارایی این پایگاه داده برای بررسی دمای ایران در ترازهای مختلف جو توسط دارند (۱۳۹۳) تأیید شده است. بعد از ارزیابی و تأیید صحت این داده‌ها، به بررسی توزیع فراوانی دو شاخص CAPE و VWS برای توفان‌های تندری رخ‌داده در سراسر کشور در ساعات ۰۰ و ۱۲ گرینویچ با ۴۵۴۲ رخداد پرداخته و مشخص شد که بیشترین رخداد توفان‌ها در کشور با مقدار CAPE بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ و مقدار VWS بین ۵ تا ۱۰ مطابقت دارد؛ در حالیکه حداکثر فراوانی توفان‌ها در استرالیا در پژوهش آلن و همکاران (Allen et al, ۲۰۱۱) بین مقادیر ۱۶۰۰ تا ۲۰۰۰ برای شاخص CAPE و ۱۵ تا ۲۰ برای شاخص VWS بود. نقشهٔ پراکندگی دو شاخص یادشده نیز نشان داد که مقادیر حداکثر با مناطق جنوبی کشور

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

مطابقت دارد که این نشان‌دهندهٔ شرایط مساعد این مناطق برای همرفت‌های قوی است. سرانجام با بررسی کدها و دسته‌بندی آن‌ها، معادلهٔ خط ممیزی برای هر کدام از گروه‌های شدت توفان در ایران به‌دست آمد که بر اساس آن، نقش بیشتر شاخص VWS در طبقه‌بندی گروه‌های مختلف توفان‌تندری در کشور به اثبات رسید. این مدل ۶۰ درصد از توفان‌های تندری بررسی‌شده را به‌درستی گروه‌بندی کرد

منابع

اشرفی، سعیده. ۱۳۸۹. پهنه‌بندی بارش شمال‌غرب ایران با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای و تحلیل ممیزی. *پژوهش-های اقلیم‌شناسی*، **۱ (۳-۴)**: ۲۵-۴۲.

تاجبخش، سحر، پروین غفاریان و ابراهیم میرزایی. ۱۳۸۸. روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی. *فیزیک زمین و فضا*، **۳۵ (۴)**: ۱۴۷-۱۶۶.

دارند، محمد. ۱۳۹۳. وردایی دمای هوای ایران از سطح زمین تا پوش‌سپهر زیرین به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴. *فیزیک زمین و فضا*، **۴۱ (۲)**: ۳۳۷-۳۵۰.

زاهدی، مجید و اصغر چوبدار. ۱۳۸۶. مقایسهٔ شاخص‌های ناپایداری جوی حوضهٔ آبریز آجی‌چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای این حوضه. *جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای*، **۹**: ۲۳-۴۴.

صالحی، حسن، سید حسین ثنایی‌نژاد، و محمد موسوی بایگی. ۱۳۹۳. بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع پدیده‌های آب‌وهوایی مخرب در مشهد، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، **۹**: ۱۱۳- ۱۲۳.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۰. کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز. *فضای جغرافیایی*، **۳۴**: ۱۸۲- ۲۰۸.

مرادی، محمد، پرویز رضازاده و احد وظیفه. ۱۳۹۳. بررسی موردی چینش قائم باد سطوح پایین در فرودگاه مهرآباد، *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، **۵ (۱۷-۱۸)**: ۳۳-۴۶.

معصوم‌پور سماکوش، جعفر، مرتضی میری، حسن ذوالفقاری و داریوش یاراحمدی. ۱۳۹۲. تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۱۳ (۳۱)**: ۲۲۷- ۲۴۶.

میرموسوی، سید حسین و یونس اکبرزاده. ۱۳۸۸. مطالعهٔ شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز. *فضای جغرافیایی*، **۹ (۲۵)**: ۹۵-۱۰۸.

Adams, D. K. and E. P. Souza. ۲۰۰۸. CAPE and Convective Events in the Southwest during the North American Monsoon. Monthly Weather Review, ۱۳۷ (۱): ۸۳-۹۸.

Allen, J. T.; D. J. Karoly and G. A. Mills. ۲۰۱۱. A Severe Thunderstorm Climatology for Australia and Associated Thunderstorm Environments. Australian Meteorological and Oceanographic Journal, ٦١(٣): ١٤٣–١٥٨.

Allen, J. T.; D. J. Karoly and K. J. Walsh. ۲۰۱٤. Future Australian Severe Thunderstorm Environments. Part I: A Novel Evaluation and Climatology of Convective Parameters from Two Climate Models for the Late Twentieth Century. Journal of Climate, ۲۷ (۱۰): ۳۸٤۸- ۳۸٦۸.

Allen, J. T. and D. J. Karoly. ۲۰۱٤. A Climatology of Australian Severe Thunderstorm Environments ۱۹۷۹–۲۰۱۱: Inter-annual Variability and ENSO Influence. International Journal of Climatology, ۳٤ (۱): ۸۱–۹۷.

Bunkers, M. J. ۲۰۰۲. Vertical Wind Shear Associated with Left-Moving Supercells. Weather and Forecasting, ۱۷: ۸٤٥-۸٥٥.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

Brooks, H. E.; C. A. Doswell and J. Cooper. ۱۹۹٤. On the Environments of Tornadic and Nontornadic Mesocyclones. Weather and Forecasting, ۹ (٤): ٦۰٦–٦۱۸.
Brooks, H. E.; J. W. Lee and J. P. Craven. ۲۰۰۳. The Spatial Distribution of Severe Thunderstorm and Tornado Environments from Global Reanalysis Data. Atmospheric Research, ٦۷-٦۸: ۷۳–۹٤.
Chaudhuri, S. and A. Middey. ۲۰۱۲. A Composite Stability Index for Dichotomous Forecast of Thunderstorms. Theoretical and Applied Climatology, ۱۱۰ (۳): ٤٥۷- ٤٦۹.
Craven, J. P.; R. E. Jewell and H. E. Brooks. ۲۰۰۲. Comparison between Observed Convective Cloud-Base Heights and Lifting Condensation Level for two Different Lifted Parcels. Weather and Forecasting, ۱۷: ۸۸٥ – ۸۹۰.
Craven, J. P. and H. E. Brooks. ۲۰۰٤. Baseline Climatology of Sounding Derived Parameters Associated with Deep Moist Convection. National Weather Digest, ۲۸: ۱۳-۲٤.
Del Genio, A. D.; M. S. Yao and J. Jonas. ۲۰۰۷. Will Moist Convection be Stronger in a Warmer Climate? Geophysical Research Letters, ۳٤ (۱٦): ۱-٥.
Diffenbaugh, N. S.; R. J. Trapp and H. E. Brooks. ۲۰۰۸. Does Global Warming Influence Tornado Activity? Eos Transactions American Geophysical Union, ۸۹ (٥۳): ٥٥۳–٥٥٤.
Galway, J. G. ۱۹٥٦. The Lifted Index as a Predictor of Latent Instability. Bulletin of the American Meteorological Society, ۳۷: ٥۲۸–٥۲۹.
Gottlieb, R. J. ۲۰۰۹. Analysis of Stability Indices for Severe Thunderstorms in the Northeastern United States, M.Sc. Thesis, Cornell University, Ithaca, USA.
Keene, K.; P. Schlatter, J. Hales and H. Brooks. ۲۰۰۸. Evaluation of NWS Watch and Warning Performance related to Tornadic Events. Preprints, ۲٤th Conf. on Severe Local Storms, Savannah, GA, Amer. Meteor. Soc. P.
Klotzsche, S. ۲۰۱۳. Changes of Meteorological Parameters that Influence Tornadoes and Thunderstorms in Climate Simulations with Models from the Fifth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP٥), M. Sc. Thesis in Meteorology, advisor: J. Quaas.
Manzato, A. and J. Morgan. ۲۰۰۳. Evaluating the Sounding Instability with the Lifted Parcel Theory. Atmospheric Research, ٦۷: ٤٥٥-٤۷۳.
Marinaki, A.; M. Spiliotopoulos and H. Michalopoulou. ۲۰۰٦. Evaluation of Atmospheric Instability Indices in Greece. Advances in Geosciences, European Geosciences Union, ۷: ۱۳۱–۱۳٥.
Markowski, P. and Y. Richardson. ۲۰۱۰. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes, John Wiley & Sons, ٤۳۰ p.
Marsh, P. T.; H. E. Brooks and D. J. Karoly. ۲۰۰۹. Preliminary Investigation into the Severe Thunderstorm Environment of Europe Simulated by the Community Climate System Model ۳. Atmospheric Research, ۹۳ (۱-۳): ٦۰۷–٦۱۸.
Moncrieff, M. W. and M. J. Miller. ۱۹۷٦. The dynamics and Simulation of Tropical Cumulonimbus and Squall Lines. Royal Meteorological Society, ۱۰۲: ۳۷۳-۳۹٤.
Niall, S. and K. Walsh. ۲۰۰٥. The Impact of Climate Change on Hailstorms in Southeastern Australia. International Journal of Climatology, ۲٥ (۱٤): ۱۹۳۳–۱۹٥۲.
Rasmussen, E. N. ۲۰۰۳. Refined Supercell and Tornado Forecast Parameters. Weather and Forecasting, ۱۸ (۳): ٥۳۰–٥۳٥.
Rasmussen, E. N. and D. O. Blanchard. ۱۹۹۸. A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. Weather and Forecasting, ۱۳ (٤): ۱۱٤۸–۱۱٦٤.
Schaefer, J. T. ۱۹۹۰. The Critical Success Index as an Indicator of Warning Skill. Weather and Forecasting, ٥ (٤): ٥۷۰-٥۷٥.
Seeley J. T. and D. M. Romps. ۲۰۱٥. The Effect of Global Warming on Severe Thunderstorms in the United States. Journal of Climate, ۲۸ (٦): ۲٤٤۳- ۲٤٥۸.
Showalter, A. K. ۱۹٥۳. A Stability Index for Thunderstorm Forecasting. Bulletin of the American Meteorological Society, ۳٤ (٦): pp. ۲٥۰-۲٥۲.
Turcotte, V. and D. Vigneux. ۱۹۸۷. Severe Thunderstorms and Hail Forecasting using Derived Parameters from Standard RAOBS Data. Preprints, Second Workshop on Operational Meteorology. Halifax, Nova Scotia, Canada, Atmos. Environ. Service/Canadian Meteorol. and Oceanogr., pp. ۱٤۲–۱٥۳.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]