

# واکاوی هم‌دیدي ترموديناميك توفان‌هاي تندري شيراز

مهدی مدیری<sup>۱</sup>

مهدی خزایی<sup>۲</sup>

محمد حسن ماهوتچی<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت مقاله: ۹۱/۹/۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۲/۱/۲۴

\*\*\*\*\*

## چکیده

در این پژوهش به واکاوی توفان‌های تندری شیراز طی یک دوره آماری ۲۵ ساله (۱۹۸۴-۲۰۰۸) پرداخته شده است. بدین منظور، داده‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری در روز بارش از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR استخراج و نقشه‌های ترازهای فوق‌الذکر در محیط نرم افزار GRADS ترسیم گردید. سپس الگوهایی که منجر به بارش شدید در شیراز گردیده، شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با بررسی نقشه‌های فشار تراز دریا، ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری سه الگوی کلی برای بارش‌های تندری شیراز شناسایی گردید. در الگوی نوع اول (۱ مارس ۱۹۹۸)، زبانه کم فشار سودان بخش‌های وسیعی از کشور از جمله منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته است. این سامانه علاوه بر تأمین رطوبت، ناپایداری را در این تراز فراهم کرده است. و در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری، منطقه مورد مطالعه به ترتیب تحت تأثیر مرکز و اچرخند و پشته‌های غربی قرار گرفته‌اند. در الگوی نوع دوم (۶ دسامبر ۲۰۰۳) در تراز دریا، منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر مرکز و اچرخندی قرار گرفته است؛ و در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری منطقه مورد مطالعه به ترتیب در جلوی ناوهای با منحنی پربندی ۱۴۵۰ و ۵۷۲۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده و از شرایط مناسب ناپایداری در این تراز برخوردار شده‌اند. در الگوی نوع سوم (۲۶ مارس ۲۰۰۳) مرکز کم فشاری با فشار مرکزی ۱۰۰۴ میلی‌باری بر روی کشور قرار گرفته است. در این تراز جهت جریانات به گونه‌ای است که هوای نسبتاً مرطوب دریای خزر به سمت شمال غرب و غرب کشور شمارش می‌شود. در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری منطقه مورد مطالعه در زیر محور ناوهای فوق‌الذکر قرار گرفته و ناپایداری را تا ترازهای پیش گفته شدت می‌بخشد.

واژه‌های کلیدی: واکاوی هم‌دیدي، بارش‌های تندری، شاخص‌های ناپایداری، ایستگاه هواشناسی شیراز

\*\*\*\*\*

<sup>۱</sup> - عضو هیات علمی دانشگاه صنعتی مالک اشتر mmodiri@ut.at.ir

<sup>۲</sup> - کارشناس ارشد اقلیم شناسی دانشگاه شهید بهشتی Khazaei14@yahoo.com

<sup>۳</sup> - دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه تهران mahhotchi@gmail.com

## مقدمه

توفان‌های تندری جزء خشن‌ترین و پیچیده‌ترین پدیده‌های طبیعی هستند که هر ساله علاوه بر نابود کردن مقدار زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، موجب تلفات انسانی بسیاری در نقاط مختلف دنیا می‌شوند. در این زمینه تنها در بین سال‌های ۱۹۵۳ تا ۱۹۵۷ در آمریکا خسارت‌های مالی ناشی از توفان تندری بالغ بر ۳/۶ میلیارد دلار برآورد شده است. شناسایی شرایط سینوپتیکی به وجود آورنده این رگبارها می‌تواند در پیش‌بینی زمان وقوع و اجرای آمادگی لازم، کمک کند. توفان تندری ماشین ترمودینامیکی است که در آن، انرژی پتانسیل از گرمای نهان حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری حاصل به جابه‌جایی هوا تبدیل می‌گردد. خصوصیات بارز این طوفان، ناشی از تشکیل یک سلول همرفتی بزرگ در اتمسفر است (صلاحی، ۱۳۱۹، ۱۲۹). در واقع توفان‌های تندری (ابره‌ای کومولونیمبوس) اکثر اوقات در داخل محیطی ناپایدار با چینش قوی باد تقویت می‌شوند. سوخت آن‌ها بیشتر گرمای نهان رها شده در خلال تراکم هوای مرطوب صعود کننده است (فلاح قاهری، ۱۳۹۰، ۶۱۹). تندر‌ها معمولاً یا بر اثر گرم شدن زیاد سطح زمین در داخل توده‌های هوایی و یا در جبهه‌های هوا، به ویژه در جبهه‌ی سرد، به وجود می‌آیند. بنابراین، تندر یا ناشی از توده هوا است و یا منشاء جبهه‌ای دارد (قوبیل، ۱۳۸۶، ۱۰۲).

توفان تندری و پدیده‌های ناشی از آن مانند تگرگ، باد شدید و... از مهم‌ترین سوانح آب و هواشناسی می‌باشند که بخش وسیعی از تحقیقات در این زمینه را در بر می‌گیرند. بارش‌های تندری از شاخص‌ترین حوادث جوئی محسوب می‌شود که نظر بسیاری از محققین علوم جوئی را در گوشه کنار دنیا به خود جلب کرده است. در این مورد تحقیقات گسترده‌ای به انجام رسیده است. از جمله:

**چوی (Choi, 2000)**، با بررسی ویژگی بادهای ناشی از توفان تندری حاره‌ای مشاهده کرد که اثر و شدت تلاطم بادهای تند در طول توفان تندری به مراتب بسیار بیشتر از بادهای بدون توفان تندری بر فراز همان زمین می‌باشد. کوه‌ها با ایجاد ناپایداری سبب افزایش وقوع توفان‌های تندری می‌شوند. بیشترین این توفان‌ها در جنوب آفریقا، در بالای کوه‌های لسوتو در جنوب شرقی رخ می‌دهد (Linacre & Geerts, 2003).

**هاکلندر و ون دلدن (Haklander & Van Delden, 2003)** با مطالعه‌ی پیش‌بینی توفان تندری برای کشور هلند دریافتند که احتمال وقوع توفان تندری بیشتر به ناپایداری نهان (به ویژه در نزدیکی سطح زمین)، سپس ناپایداری بالقوه و کمتر به ناپایداری مشروط وابسته است.

**مونزارا و فرانک (Munzara & Franc, 2003)** با مطالعه‌ی توفان‌های تندری زمستانی در اروپای مرکزی در گذشته و حال مشاهده کردند که توفان‌های تندری روزانه در ماه‌های دسامبر و فوریه در اروپای مرکزی در سال‌های اخیر افزایش یافته است. تغییر طولانی مدت توفان‌های تندری رخ داده در لهستان در قرن بیستم مورد بررسی قرار گرفت و از میانگین سالیانه در طی دوره‌ی مورد مطالعه، روزهای توأم با توفان تندری مشخص و تفاوت چندانی بین مقادیر معمولی با مقادیر نمونه در نواحی جغرافیایی - آب و هوایی واقع شده در لهستان یافت نشد (Kowska, 2003). افزایش دمای یونسفر در طی توفان تندری توسط شرما و همکاران (Sharma, 2004, & et al) مورد مطالعه قرار گرفت. از این

پژوهش نتیجه چنین حاصل شد که درجه حرارت الکترون و یون در طول وقوع توفان تندری، پیوسته افزایش می‌یابد. همچنین اندازه‌گیری میدانی و مطالعه تجربی مشخصات سرعت باد در طی توفان تندری مورد مطالعه قرار گرفته و مشاهده شده که نیمرخ های باد در طول توفان تندری به وسیله‌ی چندین عامل از جمله فاصله از مرکز سلول توفان تندری، شدت توفان و زبری زمین متأثر می‌گردد (Choi, 2004).

با توجه به نقش فعالیت‌های انسانی در فرآیندهای هواشناسی به ویژه توفان تندری مطالعاتی صورت گرفته که از آن جمله می‌توان به کار :

**مولایاروف و همکاران** (Mullayarova & et al, 2004) اشاره کرد. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که فرآیند امکان تأثیر فعالیت صنعتی بر فعالیت توفان تندری از مشخصه‌های مقیاس بزرگ و احتمالاً آشکار است که از طریق مدار الکتریکی جهانی قابل انجام می‌باشد. در روسیه اروپایی حدود ۵۰ درصد از توفان‌های تندری وابسته به جبهه سرد، ۲۲ درصد جبهه گرم و ۲۸ درصد به همگرایی درون توده هوا مربوط هستند. در این قسمت از روسیه فراوانی توفان‌ها با افزایش دمای سطحی به حداکثر خود می‌رسد. فعالیت این توفان‌ها در جولای به سراسر مرکز و شمال اروپا و در آگوست به بخش‌هایی از سوئیس و در سپتامبر و اکتبر به بخش‌های غربی فرانسه و مرکزی انگلستان کشیده می‌شود (encyclopedia world climatology, 2005).

در سال ۲۰۰۷ ساختار ترمودینامیکی بالای توفان تندری همرفتی در ایالت مونتانا توسط وانگ (Wang, 2007) مورد مطالعه قرار گرفت. این مطالعه ناپایداری و ساختار شکننده‌ی موج در هنگام همدمایی دمای پتانسیل در بالای توفان تندری شبیه سازی شده را آشکار می‌سازد.

**کاتالوا و همکاران** (Kartaleva & et al, 2006) ضمن توزیع احتمالی اثر غالب توفان‌های تندری آمریکای جنوبی بر منحنی کارنگی دریافتند که منحنی کارنگی ترجیحاً نشان‌دهنده‌ی توزیع طولی توفان تندری با ۱۱ درجه فاصله از شیب مغناطیسی استوا است. آب و هواشناسی ۶ ساعته توفان تندری و بارش در دشت فرولی در ونیز (FVG) توسط منزاتو (Manzato, 2007) مورد توجه قرار گرفت. وی در این پژوهش دریافت که توفان تندری به طور مکرر در دشت FVG در بعد از ظهر و عصر و از ماه ژوئن تا آگوست رخ می‌دهد.

**چود هوری** (Chaudhuri, 2008) با بررسی نوع ابر در تولید توفان تندری شدید با استفاده از محاسبات به این نتیجه رسید که تشکیل ابر کومولونیمبوس در ساعت ۰۶ گریونچ شرایط مساعدی را برای پیدایش توفان تندری شدید در طول فصل قبل از موسمی بر فراز کلکته فراهم می‌کند. یانگا و همکاران (Yang & et al, 2011) با مطالعه ویژگی‌های توفان تندری تابستانه‌ی تولیدکننده‌ی باران جن دریافتند که فراوانی وقوع باران جن زمانی است که دمای روشنایی ابر بالا افزایش می‌یابد. مشخصه‌های الکتریکی توفان‌های تندری در بخش شرقی هند توسط گوپال کریشنا و همکاران (Gopalakrishnan & et al, 2011) مورد مطالعه قرار گرفت که در نتیجه‌ی آن دریافتند الگوی میدان الکتریکی، شمار زیادی از تغییرات منفی میدان الکتریکی در طول مرحله‌ی بلوغ توفان تندری را که با حذف جریان منفی از بالا رخ می‌دهد، به تصویر می‌کشد.

از جمله مطالعات انجام شده در ایران می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: حداکثر توزیع مکانی توفان‌های تندری کشور، در شمال غرب و حداکثر توزیع زمانی آن اردیبهشت ماه می‌باشد (علیچانی، ۱۳۷۴، ۹۵-۹۶). رسولی (۱۳۸۴) وقوع

بارش‌های تندری را در فصول بهار و تابستان به اثبات رسانده است. بررسی شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان نشان می‌دهد که از بین شاخص‌های SI.K، Cape، و Pwc، شاخص Pwc یا آب قابل بارش بهترین شاخص برای پیش‌بینی مقدار بارش و فعالیت‌های همرفتی شدید است. مقدار این شاخص در فصل گرم سال بیشتر از فصل سرد است، زیرا در فصل گرم پتانسیل ابر برای پذیرش رطوبت بیشتر است همچنین در این موقع از سال ناپایداری به علت گرمایش سطحی بیشتر روی می‌دهد (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵، ۹۷).

مطالعه‌ی توفان‌های تندری و تبعات ناشی از آن در کشور ایران چندان مورد توجه نبوده است و مطالعات بیشتر روی خود توفان تندری متمرکز بوده است. جلالی (۱۳۸۵a) در یکی از جامع‌ترین پژوهش‌ها بارش‌های تندری شمال غرب کشور را مورد مطالعه‌ی دقیق قرار داد. همچنین جلالی (۱۳۸۵b) با مطالعه‌ی توفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده‌ی شهر اهر دریافت که اغلب بارش‌ها در فصل بهار و تابستان و طی ساعات بعدازظهر و اوایل شب رخ می‌دهند. در ضمن مدل‌های شبیه‌سازی شده نظریه‌ی احتمال تأثیرات مشترک سامانه‌های جوئی سینوپتیک و عوامل فیزیوگرافیک بر توزیع بارش‌های شدید و به تبع آن وقوع سیلاب‌های مخرب را تقویت می‌نمایند. بارش‌های رعد و برقی منطقه شمال غرب کشور در دوره گرم سال متأثر از سیستم‌های رعد و برقی توده هوایی هستند که در خود ناحیه و در اثر تابش مستقیم خورشید بوجود می‌آیند؛ یا با عبور هوای سرد بر روی سطوح گرم و افزایش دما ناپایدار شده و به طور محلی بارندگی‌هایی را موجب می‌گردند و در طی فصول انتقالی و سرد سال، عبور جبهه سرد در مقیاس سینوپتیک از روی منطقه، سبب ایجاد بارش‌های رعد و برقی به صورت گسترده می‌شوند (رسولی و دیگران، ۱۳۸۵، ۱۶۹). توزیع احتمال وقوع توفان‌های تندری شهرستان اردبیل مبین حتمی بودن وقوع توفان تندری در کلیه ماه‌های فصل بهار است. آمار ایستگاه سینوپتیک اردبیل بیانگر وقوع همزمان توفان تندری با تگرگ، صاعقه و بارش سنگین است (صلاحی، ۱۳۸۹، ۱۳۹). در بررسی توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه طی یک دوره آماری ۲۵ ساله (۲۰۰۵-۱۹۸۷) چهار سیلاب شناسایی شد؛ که سه مورد از سیلاب‌های ایجاد شده (۲۵ و ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ و ۷ نوامبر ۱۹۹۴) از یک الگو پیروی کرده، به طوری که در تراز دریا زبانه پرفشاری هوای سرد و خشک را به منطقه مورد مطالعه شارش کرده و در ترازهای بالاتر سامانه پرفشاری هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به منطقه مورد مطالعه و جلوی ناوهای واقع شده در غرب کشور شارش می‌کند. در سیلاب ۲۴ دسامبر ۱۹۸۷ سامانه کم فشار بزرگی که غرب آسیا را در بر گرفته، غرب کشور و منطقه مورد مطالعه را نیز پوشش می‌دهد و در ترازهای بالاتر منطقه مورد مطالعه کاملاً در جلوی ناوهای عمیق غربی قرار گرفته است. همچنین در بررسی نقشه‌های نم ویژه مشخص شد که بیشترین فرارفت رطوبت در چهار سیلاب فوق‌الذکر از طریق دریای عرب تأمین شده است (خالدی و همکاران، ۱۳۹۰).

بررسی توفان تندری ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ که با استفاده از شاخص‌های ترمودینامیک و نمودار اسکیتوتی انجام گرفته است نشان می‌دهد که وقوع توفان تندری بستگی به حرکات قائم همرفتی در ترازهای ۶۵۰ و ۷۰۰ و ۷۵۰ میلی باری داشته و اگر در هر سه تراز مذکور همزمان صورت گیرد، ناپایداری و به تبع آن توفان تندری شدیدتر

خواهد بود. همچنین وقوع توفان تندری در روز فوق در محدوده شاخص شوآلتر نتایج بهتری نسبت به دیگر شاخص های ارزیابی و پیش بینی توفان تندری دارد (قویلد رحیمی، ۱۳۸۹، ۲۰۴ و ۲۰۵).

با توجه به توپوگرافی و قرارگیری منطقه مورد مطالعه در مسیر سامانه‌های همدید پدیده مزبور اوایل فصول انتقالی (بهار و پاییز) زیاد رخ می‌دهد و سبب خسارات فراوانی به امکانات، تأسیسات و به ویژه محصولات در این منطقه می‌گردد که این مسائل نیازمند مطالعه و واکاوی دقیق به منظور ارائه‌ی پیش‌بینی و هشدارهای لازم می‌باشد.

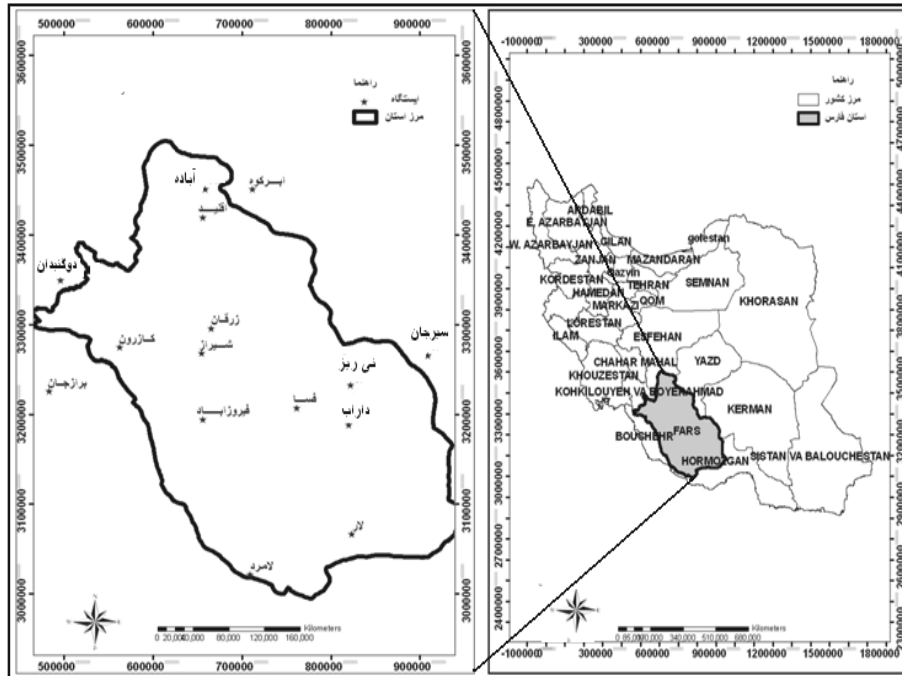
## مواد و روش

در این پژوهش به منظور واکاوی همدیدی توفان‌های تندری شیراز، کدهای مربوط به توفان تندری همراه با بارش در یک دوره آماری ۲۵ ساله (۱۹۸۴ - ۲۰۰۸) که شامل کدهای ۹۵ تا ۹۹ و دارای بارش بیشتر از ۱۰ میلی‌متر بوده اند از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید (کدهای ۹۱ تا ۹۹ مربوط به توفان تندری می‌باشد اما کد ۹۱ تا ۹۴ برای تندرهای بدون بارش و کد ۹۵ تا ۹۹ برای تندرهای همراه با بارش است). همچنین داده های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری در روز بارش از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی آمریکا استخراج گردید و نقشه‌های ترازهای فوق‌الذکر در محیط نرم‌افزار GrADS ترسیم گردید و الگوهایی که منجر به بارش شدید شده است شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

آب و هواشناسی همدیدی، آب و هوای منطقه را براساس الگوهای گردش هوا تبیین می‌کند. الگوهای گردش هوا روی نقشه های هوا، در سطح زمین و در سطوح بالای اتمسفر، مشاهده می‌شوند. در تبیین الگوهای گردشی از دو روش دستی و آماری بهره می‌گیرند (علیچانی، ۱۳۸۱، ۹۹). در این پژوهش از روش اول به منظور استخراج و واکاوی بهره گرفته شده است. همچنین به منظور بررسی شاخص‌های ناپایداری (SI و K) در ایستگاه مورد مطالعه، داده‌های رادیوسوند، که مورد نیاز برای سنجش ناپایداری است در روزهای تندری مورد بررسی در ترازهای پیش گفته از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید. داده‌های جو بالای ایستگاه شیراز طی سال‌های ۲۰۰۶-۱۹۹۵ در آرشیو سازمان هواشناسی کشور موجود نبوده، به همین دلیل شاخص‌های ناپایداری برای روزهای تندری که طی سال‌های فوق رخ داده، مورد محاسبه قرار نگرفته است. همچنین در برخی از روزها ایستگاه شیراز فاقد داده‌های رادیو سوند بوده است و تنها روزهایی که توفان‌ها رخ داده و دارای داده‌های کامل جو بالا بوده‌اند مدنظر قرار گرفته‌اند. در محاسبه شاخص SI از نمودار Skew-T کمک گرفته شده است. همچنین در پایان یک نمونه از نمودار Skew-T در روزهای بارشی مورد نظر که در الگوها مورد بررسی قرار گرفته‌اند نشان داده و مورد تفسیر قرار گرفته است. جدول (۱) مقادیر بارش در ساعات (GMT) وقوع توفان تندری در ایستگاه شیراز طی دوره آماری (۲۰۰۸-۱۹۸۴) را نشان می‌دهد.

شیراز مرکز استان فارس، در ارتفاع ۱۴۸۶ متری از سطح دریا و  $29^{\circ} 32' N$  عرض شمالی و  $52^{\circ} 36' E$  طول شرقی در منطقه کوهستانی زاگرس واقع شده و دارای آب و هوای معتدلی می‌باشد. این شهر از سمت غرب به کوه

دراک، از سمت شمال به کوه‌های بמו، سبزیوشان، چهل مقام و باباکوهی (از کوه‌های زاگرس) محدود شده‌است (نگاره شماره ۱).



نگاره ۱- نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

جدول ۱- مقادیر بارش در ساعات وقوع توفان تندری در ایستگاه شیراز طی دوره آماری (۲۰۰۸-۱۹۸۴)

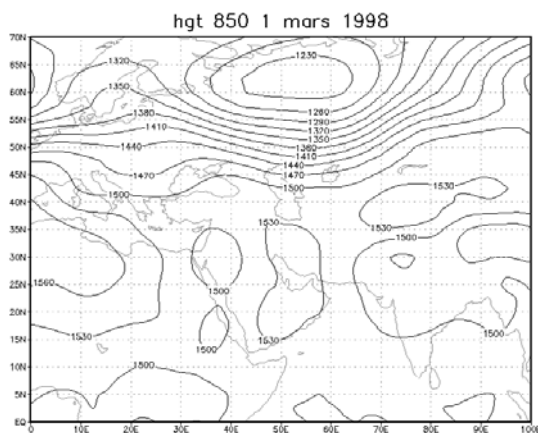
ساعت وقوع پدیده (GMT)			بارش بر حسب Mm	سال آماری	ماه	روز	ردیف	
		9	6	15	1984	may	8	1
		9	3	24.2	1984	may	9	2
	21	18	15	17	1986	Nov	30	3
		3	0	99	1986	Dec	1	4
		9	6	96	1986	Dec	2	5
			9	17.3	1988	Feb	3	6
		12	9	44	1988	Dec	26	7
		12	9	18	1989	Mar	15	8
			12	13.2	1989	Nov	8	9
			9	17.3	1990	Feb	10	10
		12	6	20	1990	Apr	3	11
			12	28.7	1991	Jan	20	12
		15	12	38	1991	Jan	23	13

ادامه جدول ۱-

ساعت وقوع پدیده (GMT)			بارش پرحسب Mm	سال آماري	ماه	روز	ردیف	
		9	6	30.3	1997	Mar	25	14
		9	6	16	1998	Mar	1	15
			21	28	1998	Mar	18	16
		9	3	19	1999	Feb	6	17
		18	6	45	2002	Jan	11	18
			9	30.1	2002	Apr	3	19
			9	41.2	2003	Feb	5	20
		15	12	17	2003	Mar	23	21
			3	42	2003	Mar	26	22
15	12	3	0	50	2003	Dec	6	23
			15	24	2004	Nov	23	24
		6	3	53.3	2004	Dec	13	25
		15	12	57	2004	Dec	15	26
			12	37	2005	Jan	19	27
			3	45	2005	Nov	14	28
	18	12	9	28	2006	Apr	3	29
			15	16	2007	Apr	2	30
			12	17	2007	Mar	16	31
			15	42.8	2007	Mar	28	32

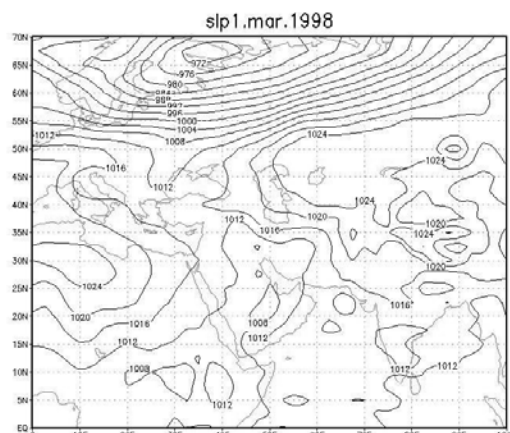
### یافته‌های تحقیق

با بررسی نقشه‌های فشار تراز دریا و تراز های ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری سه الگوی کلی در بارش‌های شیراز شناسایی گردید که در زیر هر سه الگو به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد.



نگاره ۲- (ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی باری

(۱ مارس ۱۹۹۸)



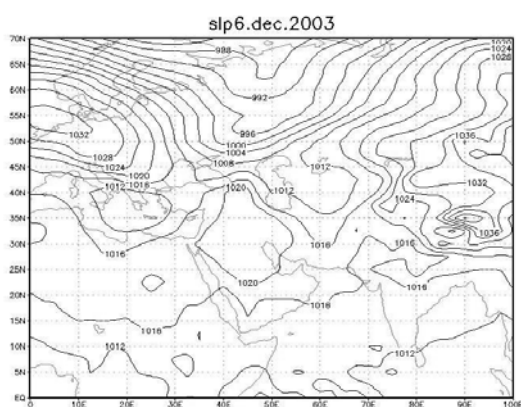
نگاره ۲- (الف) نقشه فشار تراز دریا

(۱ مارس ۱۹۹۸)

## بررسی نقشه‌های روز بارش (الگوی سودانی) (نگاره ۲: الف، ب و ج)

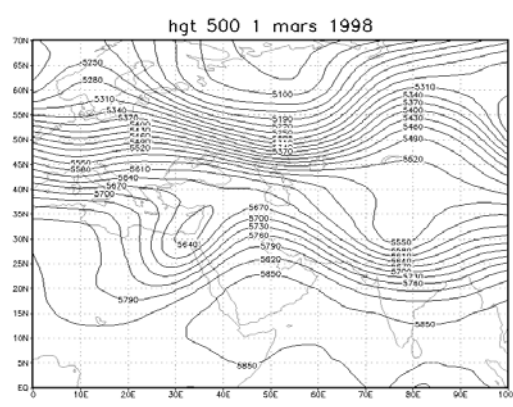
نگاره ۲(الف) موقعیت هر یک از سامانه‌ها در روز بارش (۱ مارس ۱۹۹۸) را در اطراف منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود زبانه مرکز کم فشار سودان با منحنی هم فشار ۱۰۱۲ میلی بار از جنوب عربستان وارد خلیج فارس شده و موجب فرارفت رطوبت به سمت نواحی جنوبی، جنوب غربی، مرکزی، غرب کشور و منطقه مورد مطالعه شده است و سپس این سامانه از غرب کشور در جهت جنوب گسترش می‌یابد. این سامانه کم فشار علاوه بر تأمین رطوبت، شرایط ناپایداری مناسبی را در این تراز بر روی کشور ایجاد کرده است. در مقابل زبانه سامانه واچرخندی با منحنی هم فشار ۱۰۱۶ میلی بار که از سمت شرق گسترش یافته است از جنوب شرق کشور وارد شده و نواحی شرق و شمال شرق کشور را تحت تأثیر قرار داده و در نواحی شمالی کشور با زبانه سامانه موسمی سودان برخورد کرده و شیو دمایی را در شمال و شمال غرب کشور ایجاد کرده است.

نگاره ۲(ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی باری را در روز بارش نشان می‌دهد. نقشه این تراز نشان می‌دهد که مرکز واچرخندی با یک منحنی پربندی بسته با فشار مرکزی ۱۵۳۰ ژئوپتانسیل متر بر روی نواحی جنوبی عربستان، خلیج فارس و ایران بسته شده است. این سامانه با حرکت ساعت گرد خود هوای گرم و مرطوب خلیج فارس را به نواحی غربی، شمال، مرکز و نواحی جنوبی کشور تزریق کرده و موجب تأمین رطوبت در این تراز بر روی کشور از جمله منطقه مورد مطالعه شده است.



نگاره ۳- الف) نقشه فشار تراز دریا

(۶ دسامبر ۲۰۰۳)



نگاره ۲- ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی باری

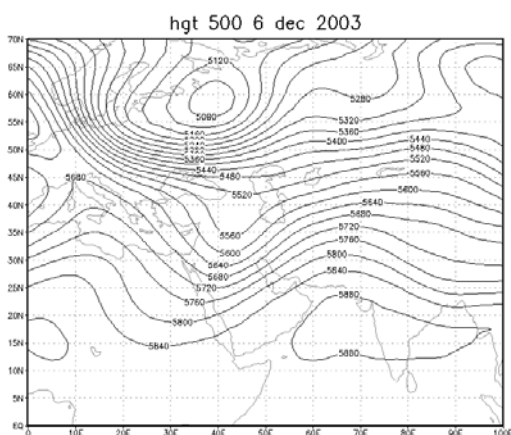
(۱ مارس ۱۹۹۸)

نگاره ۲ (ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی باری روز بارش (۱ مارس ۱۹۹۸) را نشان می‌دهد. نقشه این تراز با نقشه های تراز دریا در هماهنگی است. همانطور که ملاحظه می‌شود محور ناوهای نسبتاً عمیق که دارای جهت شمال شرقی - جنوب غربی بوده و بر روی شمال شرقی آفریقا واقع شده است سبب شده که مرکز کم فشار سودان (نقشه فشار تراز دریا) در جهت شمال و به سمت منطقه مورد مطالعه هدایت شود. در این تراز غرب، جنوب غرب و منطقه مورد مطالعه در زیر محور پشته با منحنی‌های پربندی ۵۷۰۰ تا ۵۷۶۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده و همین امر سبب گشته ناپایداری در این تراز کاهش یابد.

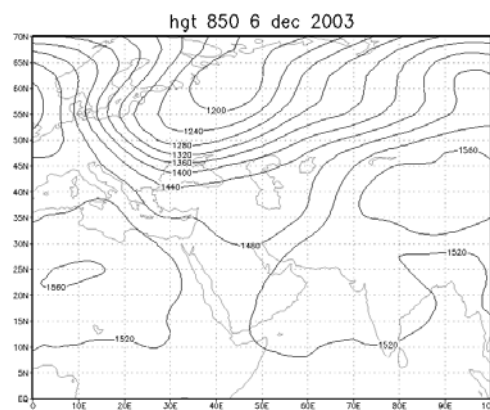


### بررسی نقشه‌های روز بارش (الگوی واچرخند) (نگاره ۳: الف، ب و ج)

نگاره ۳ (الف) موقعیت هر یک از سامانه‌ها را در روز بارش (۶ دسامبر ۲۰۰۳) در اطراف منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که مرکز واچرخندی با یک منحنی هم فشار بسته با فشار مرکزی ۱۰۲۰ میلی‌بار بر روی نواحی شمال عربستان، عراق و غرب کشور قرار گرفته است. این واچرخند با حرکت ساعت گرد خود هوای نسبتاً گرم نواحی جنوبی را به سمت شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه شارش داده و همچنین موجب شده ناوه‌ای با منحنی هم فشار ۱۰۱۶ میلی‌باری که در شرق دریای مدیترانه قرار گرفته را در جهت شمال‌جا به‌جا کرده تا ناوه فوق‌الذکر از شرق دریای سیاه با واچرخند پیش‌گفته هم‌جهت شده و شمال‌غرب، شمال، غرب و نواحی جنوبی کشور را مورد هجوم هوای نسبتاً سرد و خشک قرار دهد.



نگاره ۳- (ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی‌باری  
(۶ دسامبر ۲۰۰۳)

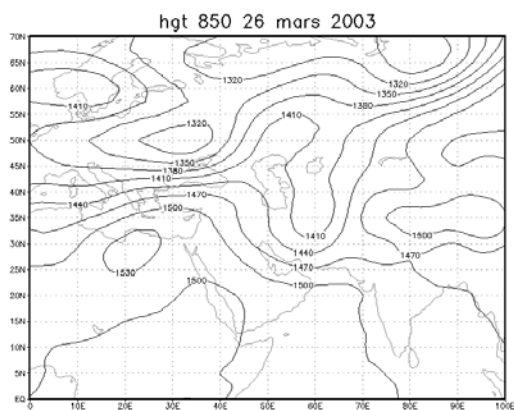


نگاره ۳- (ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری  
(۶ دسامبر ۲۰۰۳)

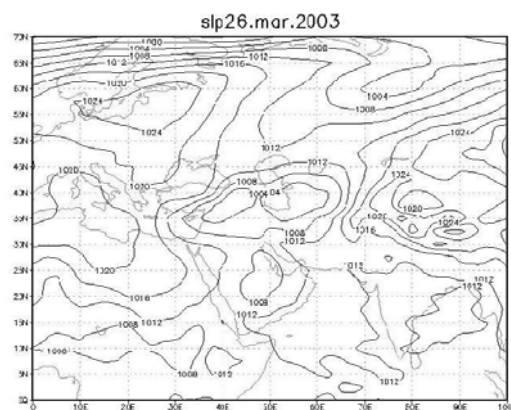
نگاره ۳ (ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری در روز بارش (۶ دسامبر ۲۰۰۳) را نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که زبانه واچرخندی با منحنی پربندی ۱۵۲۰ ژئوپتانسیل متر با حرکت ساعت گرد خود هوای گرم و مرطوب شمال غرب خلیج بنگال و دریای عرب را از ضلع جنوب شرقی عربستان در جهت شمال گسترش داده و با عبور از روی آب‌های گرم خلیج فارس به سمت جلوی ناوه‌ای با منحنی پربندی ۱۴۸۰ ژئوپتانسیل متر که بر روی جنوب غرب کشور و منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است شارش داده و علاوه بر تأمین رطوبت به سبب هم‌جهت شدن با ناوه پیش‌گفته موجب تشدید ناپایداری در این تراز شده است.

نگاره ۳ (ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی‌باری در روز بارش (۶ دسامبر ۲۰۰۳) را نشان می‌دهد. نقشه این تراز نیز با نقشه تراز ۸۵۰ میلی‌باری هماهنگی دارد. همچنان که ملاحظه می‌شود نیمه شمال غربی، غرب، جنوب غرب و جنوب کشور در جلوی ناوه‌ای با منحنی پربندی ۵۵۶۰ تا ۵۸۴۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در این تراز در بین منحنی‌های پربندی ۵۷۲۰ تا ۵۷۶۰ ژئوپتانسیل متر قرار گرفته است.

ملاحظه می‌شود که ناپایداری‌ها تا این تراز کاملاً گسترش یافته است. همچنین مرکز و اچرخندی با یک منحنی پربندی مرکزی با فشار ۵۸۸۰ ژئوپتانسیل متر از روی دریای عرب تا خلیج بنگال در جهت غربی - شرقی کشیده شده است که با حرکت ساعت گرد خود جنوب شرقی کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد.



نگاره ۴(ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی باری  
(۲۶ مارس ۲۰۰۳)

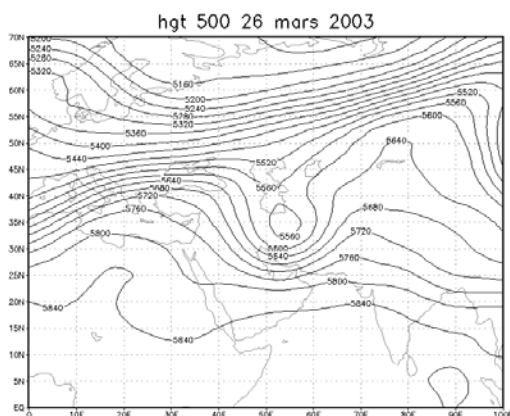


نگاره ۴- (الف) نقشه فشار تراز دریا  
(۲۶ مارس ۲۰۰۳)

#### بررسی نقشه‌های روز بارش (الگوی کم فشار)(نگاره ۴: الف، ب و ج)

نگاره ۴(الف) موقعیت هر یک از سامانه‌ها را در تراز دریا در روز بارش (۲۶ مارس ۲۰۰۳) در اطراف منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که مرکز کم فشار با دو منحنی هم فشار بسته مرکزی با فشار ۱۰۰۴ میلی بار بر روی بخش‌های مرکزی و شمال غربی کشور بسته شده است. منحنی بیرونی این سامانه کم فشار با فشار ۱۰۰۸ میلی‌بار تمامی قسمت‌های شمال غربی، غربی، جنوب غربی، مرکزی و شمال شرقی کشور را در بر گرفته است. وجود سامانه مذکور غلبه حرکات صعودی و تشدید ناپایداری را در این تراز فراهم کرده است. همچنین زبانه سامانه‌ای دیگر با منحنی هم فشار ۱۰۱۲ میلی باری با عبور از روی دریای عرب و خلیج فارس موجب فرارفت رطوبت به سمت نواحی جنوبی، جنوب غربی، مرکز، شرق کشور و جلوی مرکز کم فشار پیش گفته شده است. در این تراز در منطقه مورد مطالعه هم شرایط رطوبتی مناسبی حاکم است هم شرایط ناپایداری فراهم شده است که سبب گشته ناپایداری‌ها در این روز با رعد و برق همراه باشد.

نگاره ۴ (ب) نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی باری را در روز بارش (۲۶ مارس ۲۰۰۳) نشان می‌دهد. نقشه این تراز با نقشه فشار تراز دریا هماهنگی دارد. در این تراز بخش‌های مرکزی و جنوبی کشور در زیر محور ناوهای با منحنی پربندی ۱۴۱۰ تا ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده است. شمال غرب، غرب و منطقه مورد مطالعه در این تراز در زیر ناوهای با منحنی پربندی ۱۴۴۰ و ۱۴۷۰ ژئوپتانسیل متر قرار گرفته است که موجب فرارفت هوای سرد به سمت ناحیه مورد بررسی در این تراز شده است.



نگاره ۴- (ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی باری  
(۲۶ مارس ۲۰۰۳)

نگاره ۴(ج) نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی باری را در روز بارش (۲۶ مارس ۲۰۰۳) نشان می‌دهد. نقشه این تراز نیز با نقشه تراز ۸۵۰ میلی باری و نقشه فشار تراز دریا هماهنگی دارد. همانطور که ملاحظه می‌شود منطقه مورد مطالعه در پشت محور ناوهای با منحنی پربندی ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده که هوای نسبتاً سرد عرض‌های بالاتر را بر روی منطقه مورد مطالعه شارش می‌دهد. فشردگی منحنی‌های هم فشار بر روی نواحی جنوبی و جنوب غربی کشور مؤید شیو دمایی شدید در این تراز بر روی بخش‌هایی از کشور از جمله منطقه مورد مطالعه است. قرارگیری محور ناوه بر روی منطقه مورد مطالعه در تراز ۵۰۰ میلی‌باری سبب شده است که ناپایداری‌ها تا این تراز گسترش یافته و بارش‌های حاصله همراه با رعد و برق باشد.

### بررسی‌های ترمودینامیکی

معمولاً در بررسی‌های ترمودینامیکی، شناوری بسته هوا مورد واکاوی قرار می‌گیرد. برای شناخت شناوری منفی و مثبت یک بسته، لازم است افت آهنگ محیطی با افت آهنگ یا لپس ریت آدیاباتیکی بسته هوا مقایسه شود. چنانچه دما با ارتفاع کاهش یابد افت آهنگ محیطی مثبت، و جو ناپایدار بوده و برعکس چنانچه دما با ارتفاع در لایه‌ای از جو افزایش یابد افت آهنگ محیطی منفی بوده و در این حالت وارونگی در آن لایه رخ داده و جو پایدار است. در این پژوهش از شاخص‌های ناپایداری (SI و K) و از نمودار ترمودیاگرام اسکیوتی برای تفسیر رخداد توفان‌های تندری بهره گرفته شده است.

### شاخص ناپایداری شوآلتر (SI) (Showalter Index)

این شاخص که بر مفهوم ناپایداری پتانسیل پایه‌گذاری شده است بر رابطه بین دمای خشک و دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ میلی‌باری و دمای خشک ۵۰۰ میلی‌باری پایه‌گذاری شده است. در واقع این شاخص امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ میلی باری اندازه‌گیری می‌کند. چنانچه رطوبت از سطح زمین تا تراز ۸۵۰ میلی‌باری گسترش یافته باشد مقادیر این شاخص نمی‌تواند ناپایداری را نشان دهد.

شاخص SI بر روی نمودار اسکمیوتی از روش زیر به دست می‌آید.

$$SI = T500 - T'$$

ابتدا از نقطه دمای خشک در تراز ۸۵۰ میلی‌باری به موازات خطوط بی دررو خشک حرکت کرده و سپس از دمای نقطه شب‌نم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری به موازات خطوط نسبت اختلاط حرکت کرده تا خط قبلی را در نقطه‌ای قطع کند محل این تقاطع سطح LCL یا سطح تراکم هوای بالارونده است سپس از سطح مزبور به موازات خطوط بی دررو اشباع حرکت کرده تا سطح ۵۰۰ میلی‌باری را قطع کنیم. محل این تقاطع در این سطح T' است. ارتباط بین شاخص SI و شدت توفان تندی در جدول (۲) آمده است.

جدول ۲ - شاخص شوالتر (SI)

شاخص SI	احتمال وقوع توفان تندی
۰ <	ضعیف
۰ تا -۳	متوسط
-۳ تا -۶	شدید
کوچکتر یا مساوی -۶	خیلی شدید

### شاخص (K) (K Index)

برای محاسبه این شاخص از سه تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ میلی‌باری استفاده می‌شود. مقدار این شاخص از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$K = (T 850 - T 500) + Td 850 (T 700 - Td 700)$$

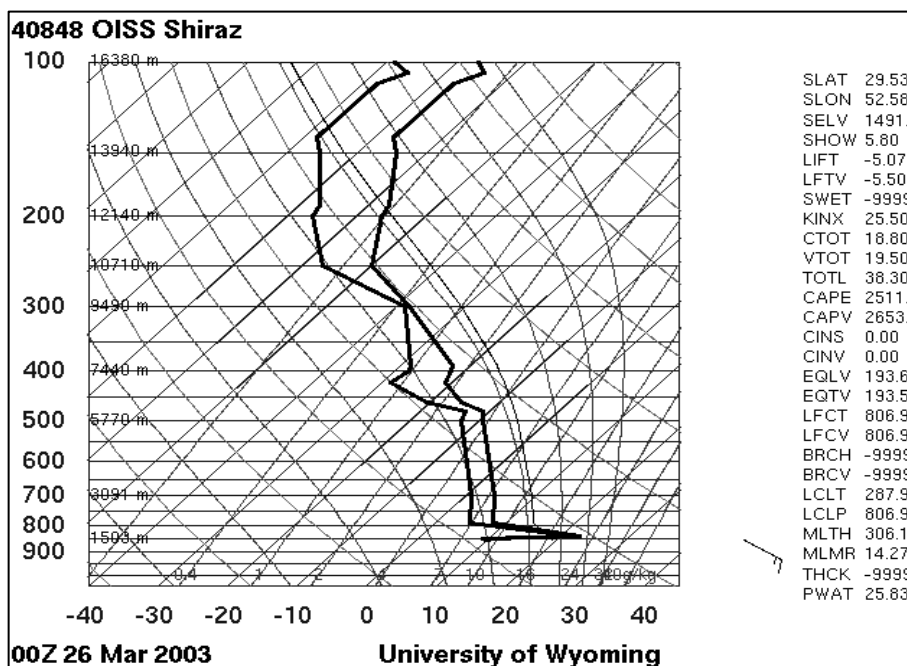
چنانچه آهنگ کاهش دما در جمله اول در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری زیاد باشد میزان ناپایداری شدید بوده، و همچنین اگر دمای نقطه شب‌نم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری بیشتر باشد (بویژه اگر در دماهای بالاتر از صفر واقع شده باشد) علاوه بر تأمین رطوبت لازم، حجم رطوبت برای ناپایداری‌ها شدید و به تبع آن شرایط مناسبی برای بارشی سنگین فراهم می‌شود. جمله سوم تفاوت دما و دمای نقطه شب‌نم را در تراز ۷۰۰ میلی‌باری نشان می‌دهد. هر قدر تفاوت دما و دمای نقطه شب‌نم در این تراز کم‌تر باشد، درجه اشباع بودن بسته هوا بیشتر شده، بویژه اگر این تفاوت کم در دماهای بالاتر از صفر درجه سلسیوس باشد موجب افزایش نم ویژه و در صورت رخداد بارش، بارشی شدید رخ خواهد داد. ارتباط بین شاخص K و احتمال وقوع توفان تندی در جدول (۳) آمده است.

جدول ۳ - شاخص احتمال وقوع K

مقادیر شاخص K	احتمال وقوع توفان تندی به درصد
< 15	نزدیک به صفر
15-20	کمتر از ۲۰ درصد
21-25	۲۰-۴
26-30	۴۰-۶۰
31-35	۶۰-۸۰
36-40	۸۰-۹۰
< 40	نزدیک به ۱۰۰ درصد

جدول ۴ - مقادیر شاخص‌های ناپایداری در ایستگاه هواشناسی شیراز طی دوره آماری (۱۹۸۴-۲۰۰۸)

ردیف	روز	ماه	سال آماری	بارش بر حسب Mm	مقادیر شاخص SI	مقادیر شاخص K
1	8	may	1984	15	-0.6	33.5
2	9	may	1984	24.2	-1.1	31.1
4	30	nov	1986	17	5.3	32.6
5	1	dec	1986	99	6	38.6
6	2	dec	1986	96	1.5	43.1
10	8	nov	1989	13.2	10.5	40.2
12	3	apr	1990	20	7.5	45.6
13	20	Jan	1991	28.7	-1.1	30.1
14	23	Jan	1991	38	4.5	27.66
37	2	apr	2007	16	8.5	32.6
39	28	mar	2007	42.8	2.1	35.5



نمودار ۱- اسکیتوتی ساعت ۰۰ ایستگاه شیراز ( بر گرفته از سایت دانشگاه وایومینگ)

با توجه به جدول شماره ۴، ملاحظه می‌شود که مقادیر شاخص K در بیشتر موارد بالای ۳۲ درجه سانتی‌گراد بوده است که نشان دهنده رطوبت قابل توجه در درون توده هوا می‌باشد، به طوری که هر چه مقدار این شاخص بیشتر باشد، میزان رطوبت افزایش یافته و احتمال ناپایداری را با توجه به آزاد کردن گرمای نهان افزایش می‌دهد.

در مقابل مقادیر شاخص SI در ایستگاه هواشناسی شیراز نسبتاً زیاد بوده، که نشان دهنده پایداری نسبی جو با توجه به شاخص فوق است. با این وجود دو شاخص K و SI را باید با هم به کار برد به طوری که افزایش مقدار K افزایش شاخص SI را که پایداری را نشان می‌دهد خنثی کرده؛ همچنین کاهش شاخص SI که ناپایداری را نشان می‌دهد، کاهش

احتمالی مقدار K را که کاهش رطوبت را نشان می‌دهد برطرف کرده و احتمال ناپایداری را افزایش می‌دهد. شدیدترین ناپایداری‌ها زمانی صورت می‌گیرد که مقادیر شاخص SI به سمت اعداد منفی سوق پیدا کند و مقادیر شاخص K بزرگ باشد. در این حالت، هم رطوبت لازم وجود دارد و هم ناپایداری به مقدار کافی برای رخداد بارش مهیا است.

همانطور که در نمودار (۱) اسکیتوی مشاهده می‌شود منحنی دمای محیط و دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری یکدیگر را قطع کرده و تا تراز ۸۰۰ میلی‌باری مماس بر یکدیگر هستند. بنابراین بیشترین چگالش رطوبت در فاصله بین تراز ۸۵۰ تا تراز ۸۰۰ میلی‌باری رخ داده است.

در ادامه از تراز ۸۰۰ میلی‌باری دو منحنی دما و دمای نقطه شبنم با فاصله اندکی از هم به موازات هم تا تراز ۵۰۰ میلی‌باری ادامه مسیر داده و در نهایت در تراز ۳۰۰ میلی‌باری دو منحنی فوق‌الذکر یکدیگر را قطع کرده و یک افزایش چگالش رطوبت نیز در این تراز رخ داده است. در این روز (۲۶ مارس ۲۰۰۳) با توجه به فاصله اندکی که دو منحنی دما و دمای نقطه شبنم از تراز ۸۵۰ میلی‌باری تا تراز ۳۰۰ میلی‌باری دارد نشان می‌دهد که جو منطقه مورد مطالعه در این روز سرشار از رطوبت بوده و وقوع بارش‌های تندی که همراه با رعد و برق بوده است را تشدید کرده است.

### نتیجه‌گیری

با بررسی نقشه‌های فشار تراز دریا، ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری در روزهای بارشی مورد نظر در ایستگاه شیراز، سه الگوی کلی برای رخداد توفان‌های تندی شیراز شناسایی گردید. در هر سه الگو همرفت رطوبت در ترازهای زیرین جو از طریق سامانه سودان، و اچرخند شرقی و سامانه کم فشار مرکزی تأمین شده است، همچنین ناپایداری‌های رخ داده در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری از طریق محور و جلوی ناوه غربی فراهم شده است. فراهم بودن شار رطوبت ورودی و جو ناپایدار ایجاد شده توسط ناوه‌های نسبتاً عمیق غربی سبب گشته بارش‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه همراه با رعد و برق باشد.

مشاهده شاخص‌های ناپایداری مؤید بررسی‌های همدیدی است به طوری که در تمامی توفان‌های رخ داده مقدار شاخص K که حجم رطوبت در جو منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد بسیار بالا بوده؛ در تمامی موارد مقدار این شاخص بالای ۳۰ درجه سانتی‌گراد بوده است که نشان می‌دهد شرایط مناسبی به لحاظ رطوبتی برای ایجاد بارش‌های تندی در منطقه مورد مطالعه فراهم است. در مقابل مقدار شاخص SI که ناپایداری را نشان می‌دهد در برخی از موارد زیاد و در برخی دیگر کم بوده است.

در هر صورت مقادیر نسبتاً بالای شاخص K مقادیر زیاد SI را خنثی کرده؛ زیرا که مقدار K بالا، سبب شده گرمای نهان بسته هوای مرطوب آزاد شده و به تبع آن شناوری بسته هوا را مثبت و ناپایداری را تا ترازهای بالاتر فراهم کند.

## منابع و مأخذ

- ۱- جلالی، اورج (۱۳۸۵ a)؛ تحلیل زمانی- مکانی بارش‌های تندری شمالغرب، رساله‌ی دکتری، دانشگاه تبریز.
- ۲- جلالی، اورج؛ رسولی، علی اکبر؛ ساری صراف، بهروز (b ۱۳۸۵)؛ توفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده‌ی شهر اهر، نشریه‌ی دانشکده‌ی علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.
- ۳- خالدی، شهریار؛ خوش اخلاق، فرامرز؛ خزایی، مهدی (۱۳۹۰)؛ تحلیل هم‌دیدگی توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه، مجله علمی پژوهشی چشم انداز جغرافیایی، شماره ۱۳.
- ۴- رسولی، علی اکبر (۱۳۸۴)؛ مدل‌سازی بارش‌های رعد و برقی محدوده‌ی شهر تبریز از دیدگاه ریسک وقوع سیلاب، کنفرانس بین‌المللی بلایای طبیعی ۵-۷ مهر ۱۳۸۴ دانشگاه تبریز.
- ۵- رسولی، علی اکبر؛ بوداق جمالی، جواد؛ جلالی، اورج (۱۳۸۵)؛ توزیع زمانی بارش‌های رعد و برقی منطقه شمال غرب کشور، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، صص ۱۵۵-۱۷۰.
- ۶- صادقی حسینی، سید علی رضا؛ رضائیان، مهتاب (۱۳۸۴)؛ بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.
- ۷- صلاحی، برومند (۱۳۸۹)؛ بررسی ویژگی‌های آماری و هم‌دیدگی توفان‌های تندری استان اردبیل، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۷۲، صص ۱۲۹-۱۴۱.
- ۸- علیجانی، بهلول (۱۳۷۴)؛ آب و هوای ایران، انتشارات پیام نور، چاپ هفتم، ۲۲۱.
- ۹- علیجانی، بهلول (۱۳۸۸)؛ اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، ۲۵۷.
- ۱۰- قوبدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۹)؛ کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوئی برای آشکار سازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، سال یازدهم، شماره ۳۴، صص ۱۸۲ - ۲۰۸.
- ۱۱- فلاح قالهری، غلامعباس (۱۳۹۰)؛ اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات پژوهشکده اقلیم شناسی، چاپ اول، ۸۰۶.
- 12- Agostino Manzato (2007). The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the Friuli. Atmospheric Research 83 (2007) 336-348.
- 13- Alwin J. Haklander, and Aarnout Van Delden (2003). Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. Atmospheric Research 67- 68 (2003) 273- 299.
- 14- D.K. Sh, armaa, Jag dish Raia, M. Israilb, P. Subrahmanyamc, P. Choprac, S.C. Gargc (2004). Enhancement in ionospheric temperatures during Thunderstorms. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 66 (2004) 51-56.
- 15- Edmund C.C. Choi (2000). Wind characteristics of tropical thunderstorms. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 84 (2000) 215-226.
- 16- Edmund C. C. Choi (2004). Field measurement and experimental study of wind speed profile during thunder storms. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 92 (2004) 275-290.
- 17- Encyclopedia of world climatology, (2005) Edited by John E Oliver, No of Pages 359
- 18- Jan Munzara, Marek Franco (2003). Winter thunderstorms in central Europe in the past and the present. Atmospheric Research 67- 68 (2003) 501- 515.

- 19- Jing Yang a, Xiushu Qie a, Guili Fangs (2011). Characteristics of one sprite-producing summer thunderstorm. Atmospheric Research ATMOS-02494; No of Pages 26.
- 20- Linacre, Edward and Geerts, Bart. (2003) Climates and weather explained London and New York.
- 21- M.D. Kartaleva, M.J. Rycroftb, M. Fuellekrugc, V.O. Papitashvilid, V.I. Keremidarskaa (2006). A possible explanation for the dominant effect of South American thunderstorms on the Carnegie curve. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 68 (2006) 457–468
- 22- Pao K. Wang (2007). The thermodynamic structure atop a penetrating convective thunderstorm. Atmospheric Research 83 (2007) 254–262.
- 23- Sutapa Chaudhuri (2008). Preferred type of cloud in the genesis of severe thunderstorms — a soft computing approaches. Atmospheric Research 88 (2008) 149–156.
- 24- Viktor A. Mullayarova,, Rustam R. Karimova, Vladimir I Kozlova, Igor N. Poddelskyb (2005). Possible weekly variations in the thunderstorm activity. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 67 (2005) 397–403.
- 25- V.Gopalakrishnan, S.D.Pawar,P.Murugavel, KirankumarP.Johare (2011). Electrical characteristics of thunderstorms in the Eastern part of India. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 73(2011)1876-1882.
- 26- Suzanna Bielec-Bačkowska (2003). Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century. Atmospheric Research 67– 68 (2003) 35– 52.
- 27- <http://toolserver.org/~geohack/geohack.php>