

**تغییرات ترمودینامیک جو هنگام بروز رخداد تگرگ مطالعه موردی: تگرگ ۲۸ جولای ۲۰۰۹ مشهد**محمد سلیقه<sup>۱</sup>، مهری اکبری<sup>۲</sup>، فهیمه شاکری<sup>۳\*</sup>

۱- دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی تهران

۲- دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی تهران

۳- دکتری اقلیم شناسی شهری، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزواری

(تاریخ دریافت: ۹۶/۰۱/۲۰، تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۲۶)

**چکیده**

هدف از این پژوهش بررسی تحولاتی است که در جو باعث ایجاد پدیده مخاطره آمیز تگرگ می شود. این تحولات شامل تحولات دینامیکی و گرمایی است. جهت بررسی شرایط همدیدی و دینامیکی پدیده تگرگ در مشهد از داده های روزانه بارش تگرگ در دوره آماری ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۰ استفاده شد. سپس ۱ نمونه بارش شدید تگرگ در منطقه در طول دوره آماری شناسایی و انتخاب گردید. نتایج حاصل از تحلیل آماری تگرگ نشان دهنده بیشترین فراوانی وقوع تگرگ طی ساعات ۹ تا ۱۳ (UTC) در منطقه مورد مطالعه می باشد؛ همچنین بیشترین فراوانی این پدیده در ماه های مارس تا می مشاهده شده است. در پیش بینی های جوی، شاخص های متفاوتی برای ارزیابی پایداری و ناپایداری جو که عامل ایجاد تگرگ است بکار گرفته می شود. در این پژوهش برای ارزیابی تگرگ روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ از شاخص های SOI، KO، DCI، Boyden، JEFF، RI، BI، K، Thomson، SHOW استفاده شده است. نتایج بدست آمده از شاخص های مذکور وقوع ناپایداری شدید در مشهد را تأیید می نماید. بررسی نمودارهای نحوه تغییرات پارامترهای هواشناسی در زمان وقوع تگرگ نسبت به روز قبل از آن، نشان دهنده کاهش ناگهانی دما، فشار هوا و افزایش رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم است. بررسی الگوهای سینوپتیکی نشان داد که ریزش تگرگ در مشهد در اثر تشکیل و تقویت زبانه کم ارتفاع، و اگرایی سطوح میانی ورد سپهر و ناپایداری ناشی از ریزش هوای سرد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تقویت کم فشار در تراز دریا می باشد.

**کلمات کلیدی:** طوفان تندری، تگرگ، مخاطره آب وهوایی، شاخص های ناپایداری.

**مقدمه**

کننده بویژه در دوره گرم سال می باشد؛ زیرا فعالیت های همرفتی در جو، از ناپایداری حاکم بر جو نشأت می گیرد. به طور کلی، یک جو ناپایدار تمایل به انگیختن رگبارها و طوفان های تندری دارد درحالی که جو پایدار معمولاً آسمان آفتابی را به ارمغان می آورد. آنالیز جو در طول طوفان های تندری منجر شد تا جوامع علمی به توسعه پارامترهایی بپردازند که نشان می دهد شرایط مناسب برای وقوع طوفان وجود دارد یا خیر و به طور گسترده تلاش کرده اند تا طوفان های تندری را با استفاده از شاخص های ناپایداری پیش بینی نمایند و شاخص ها را بر اساس مهارتشان طبقه بندی کنند (چالتز، ۱۹۸۹؛ هانتیسیس و همکاران، ۱۹۹۷) حتی اگر مدل های عددی میان مقیاس بتوانند طوفان تندری را پیش بینی نمایند، همچنان تخمین ناپایداری با روش های معمول مانند شاخص های ناپایداری ارزشمند است (ماریناکی و همکاران، ۲۰۰۶). تخمین ناپایداری جو با استفاده از شاخص های ناپایداری بطور کلی نیازمند محاسبه براساس چندین پارامتر ترمودینامیکی

طوفان های تندری و رگبارها پدیده های بسیار مهمی هستند که بر هر جنبه ای از زندگی انسان ها تأثیر می گذارند و برای انسان مخاطره به حساب می آیند (داسول، ۲۰۰۷)؛ از جمله این مخاطرات، پدیده تگرگ است (سیف، ۱۳۷۵)؛ تگرگ زمانی تولید می شود که برف دانه ها، با غلظت زیادی از آب مایع فوق سرد مواجه شوند. دانه های تگرگ می توانند در طوفان های شدید تا اندازه های بزرگ (قطر ۱۰ سانتی متر یا بیشتر) رشد نمایند (فلاح قاله‌ری، ۱۳۹۵). شکل گیری، تشدید و گسترش طوفان های تندری عمدتاً تحت شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی محلی جوی اداره می شود (لیتا و موهانتی، ۲۰۰۸). فرارفت هوای گرم در سطوح پایین تر و هوای سرد در سطوح بالاتر باعث افزایش شرایط ناپایداری در جو و بدنبال آن افزایش وقوع طوفان های تندری می گردد (رائو و همکاران، ۱۹۷۱)؛ کریشنا، ۱۹۶۶). در حال حاضر به منظور ارزیابی امکان توسعه طوفان های تندری، ناپایداری جوی، عامل اصلی تعیین

دیویس (۲۰۱۲: ۶۶)، تغییرات روزانه طوفان تندی را در فرودگاه هیثرو لندن بررسی کرد. و به این نتیجه دست یافت که اکثر طوفان‌های تندی در بعداز ظهرها رخ می‌دهد.

امیدوار و همکاران (۱۳۹۰)، در مطالعه‌ای با عنوان بررسی و تحلیل همیدی سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس، از داده‌های روزانه بارش تگرگ ۱۴ ایستگاه همیدی استان فارس در دوره آماری ۴ ساله (۱۳۸۵-۱۳۸۸)، استفاده نموده است و ۳ نمونه از بارش‌های شدید تگرگ در منطقه در طول دوره آماری شناسایی و انتخاب کردند؛ و با استفاده از داده‌های مرکز NCEP/NCAR نقشه‌های همیدی را در محیط GRADS تهیه کردند. برای محاسبه شاخص‌های ناپایداری از شاخص‌های شوالتر (SI) و ویتینگ (KI) استفاده کردند. نتایج نشان داد که در هر سه دوره انتخابی ریزش تگرگ در استان در فروردین ماه و در اثر تشکیل و تقویت کم فشار بریده (سردچال) در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و ایجاد کم فشار و ناپایداری در سطح دریا می‌باشد.

لازم به ذکر است که علت انتخاب رخداد تگرگ ۲۸ جولای ۲۰۰۹، شدت پدیده و خسارات قابل ملاحظه‌ای بوده که در مقایسه با سایر رویدادهای مشابه داشته است. وقوع این طوفان منجر به جاری شدن سیل در معابر، شکسته شدن درختان، سازه‌های شهری و خسارت به محصولات زراعی شده است. با توجه به اینکه تحقیقات کافی در مورد پدیده تگرگ در این منطقه صورت نگرفته است، انجام مطالعه در این زمینه ضروری به نظر می‌رسد.

### مواد و روش‌ها

در این تحقیق، ایستگاه هواشناسی سینوپتیک و جو بالای مشهد با ارتفاع ۹۹۹ متر از سطح دریا با عرض جغرافیایی  $36/26.05^\circ$  و طول جغرافیایی  $59/61.68^\circ$  به عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است؛ و از داده‌های مربوط به هوای حاضر (WW) با فواصل زمانی ۱ ساعته در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۸۹ برای ایستگاه سینوپتیک مشهد جهت واکاوی آماری پدیده تگرگ استفاده گردید. از بین ۱۰۰ کد مربوط به گروه هفتم هوای حاضر (WW)، کدهای ۹۹، ۹۶، ۹۴، ۹۳، ۸۹، ۸۸، ۸۷، ۲۷ که

است (میلر، ۱۹۶۷؛ بویدن، ۱۹۶۳؛ جرج، ۱۹۶۰؛ شوالتر، ۱۹۵۳). یک شاخص ناپایداری ساده توسط شوالتر (۱۹۵۳)، بر اساس اصول ترمودینامیکی توسعه یافت. از آن زمان به بعد شاخص‌های دیگری به منظور پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی توسعه داده شد. ایالات متحده اغلب خسارات بیش از یک میلیون دلار در هر رویداد طوفانی را متحمل می‌شوند (چانگون، ۲۰۰۱). سه نمونه از شدیدترین طوفان‌های تندی در سال ۲۰۰۶ در ایالات متحده به تنهایی موجب زیان مالی بیش از ۱ میلیارد دلار شده است. شرکت‌های بیمه در ایالات متحده به دلیل خسارات مربوط به رعد و برق در سال‌های بین ۲۰۰۲ و ۲۰۰۶، مبلغ ۵٫۵ میلیارد دلار پرداخت کرده‌اند. این مبلغ، ۱ میلیارد دلار بیشتر از سال‌های ۱۹۹۲-۹۶ و بیش از ۳ برابر آن در سال‌های ۱۹۸۲ تا ۱۹۸۶ است (بیمه بازرگانی آمریکا، ۲۰۰۶). بنابراین واضح است که زیان‌های مالی ناشی از طوفان‌های تندی در حال افزایش است.

مطالعاتی در زمینه کارایی شاخص‌های مختلف ناپایداری برای پیش‌بینی طوفان تندی توسط محققان متعددی در سرتاسر جهان انجام شده است (نیومن، ۱۹۷۱؛ آندس، ۱۹۷۶؛ چالتر، ۱۹۸۹، سیوتاس و فلوکاس، ۲۰۰۳). همه این مطالعات از کمبود اطلاعات و پراکندگی شبکه‌های رادیوسوند رنج می‌برند (پریزراکاس، ۱۹۸۹؛ دالزیوس و پاپامانولیس، ۱۹۹۱).

گوتلیب (۲۰۰۹)، مجموعه‌ای از شاخص‌های ناپایداری را در محیط طوفان‌های تندی برای هشت ناحیه شمال شرق ایالات متحده طی سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۷ محاسبه و آزمون کرد؛ نتایج تحقیق نشان داد که بهترین پیش‌بینی کننده در منطقه مورد مطالعه اغلب موارد، شاخص صعود می‌باشد. طوفان کولهین (۱۹۹۸) مقادیر آستانه متغیرهایی که برای وقوع طوفان تندی مورد نیاز است را معرفی کرد و نشان داد که سرعت قائم بیش از ۰٫۵ متر بر ثانیه در سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال و رطوبت نسبی بیش از ۷۵ درصد، مقادیر آستانه‌ای مناسبی برای وقوع طوفان تندی می‌باشند. هاکلندر و دلدن (۲۰۰۳)، ۳۲ شاخص و پارامتر مختلف را در هلند مورد بررسی قرار داد تا اطلاعات آماری در مورد این پارامترها بدست آورد و توانایشان را به منظور پیش‌بینی طوفان تندی ارزیابی نماید.

طوفان رخ داده در تاریخ ۲۸ جولای ۲۰۰۹ انتخاب و همراه با روز قبل از آن مورد بررسی قرار گرفت. برای انجام این تحقیق از داده‌های دوباره بازکاوی شده NCEP/NCAR، شامل داده‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی برای ترازهای ۱۰۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، نم و ویژه (ترازهای ۸۵۰،۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) فرارفت رطوبتی (تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال)، جهت فرارفت باد (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) و نیمرخ قائم امگا برای ترازهای ۱۰۰۰-۳۰۰ هکتوپاسکال در محدوده همدیدی ۱۰ تا ۷۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۱۰ تا ۸۰ درجه طول جغرافیایی شرقی، استفاده شد. در این پژوهش برای محاسبه شاخص‌های ناپایداری از نرم افزار RAOB استفاده شد. در ادامه ابتدا به معرفی شاخص‌های ناپایداری می پردازیم.

پدیده تگرگ با شدت‌های متفاوت را در بر دارند، در نظر گرفته شده است. مشخصات هر یک از کدهای ذکر شده در جدول ۱ بیان شده است. ابتدا فراوانی رخداد کدهای نام برده در ایستگاه سینوپتیک منطقه پژوهشی تعیین گردید؛ سپس با توجه به فراوانی‌های به دست آمده، نمودارهای مربوط به فراوانی زمانی (ساعتی و ماهانه) بارش تگرگ در ایستگاه ترسیم گردید. شاخص‌های مورد مطالعه در این پژوهش عبارتند از: JEFF، RI، BI، K، Thomson، SHOW، SOI، KO، DCI، Boyden، که در ادامه مبانی فیزیکی و نحوه محاسبه و دستیابی به هر کدام از شاخص‌های ناپایداری، با استفاده از نمودار اسکویوتی تشریح شد. در نهایت، جهت تأیید تحلیل فیزیکی، تحلیل سینوپتیکی تگرگ نیز با استفاده از نقشه‌های سطح زمین و ترازهای فوقانی انجام گرفت و ۱ مورد

جدول ۱- مشخصات کدهای تگرگ (کاکولی، ۱۳۹۲)

کد	پدیده
۹۹	رعد و برق شدید توام با تگرگ در وقت دیدبانی
۹۶	رعد و برق ملایم یا متوسط توام با تگرگ در وقت دیده‌بانی
۹۱	باران ملایم در وقت دیده‌بانی- توام با رعد و برق در ساعت گذشته
۸۹	رگبار تگرگ با یا بدون باران و یا مخلوط- با ریزش ملایم
۸۷	رگبار تگرگ ریز و یا تگرگ نرم با یا بدون باران- با ریزش ملایم
۲۷	رگبار تگرگ و یا رگبار تگرگ همراه با باران- طی ساعت گذشته

در این رابطه SHOW شاخص شوالتر (درجه سانتی‌گراد)،  $TE_{500}$  دمای محیط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (درجه سانتی‌گراد) و  $Tp_{500}$  دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی‌گراد) است. مقادیر شاخص در جدول ۲ مشاهده می شود.

### شاخص شوالتر (SHOW)

شاخص شوالتر بیان کننده پایداری کلی برای توده‌های هوا بوده و امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ میلی باری اندازه گیری می کند. و بر حسب درجه سلسیوس بیان می شود. و طبق فرمول ۱ محاسبه می شود (گوتلیب، ۲۰۰۹):

$$SHOW = TE_{500} - Tp_{500} \quad (1)$$

جدول ۲- احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص SHOW (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵)

وضعیت احتمالی جو	محدوده شاخص	ردیف
ناپایداری کم	۰ تا ۳-	۱
ناپایداری زیاد	۴- تا ۷-	۲
ناپایداری خیلی شدید	۸ <	۳

**شاخص (KINX)**

دما و دمای نقطه شبنم بر حسب درجه سلسیوس در ترازهای ذکر شده می باشد (جرج، ۱۹۶۰).

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850}(T_{700} - TD_{700}) \quad (2)$$

جدول (۳) ارتباط بین K و احتمال وقوع طوفان تندی توده هوا را نشان می دهد.

شاخص K یک مقیاس پایه برای پتانسیل طوفان تندی روی لپس ریت قائم درجه حرارت و مقادیر و وسعت قائم رطوبت در سطوح پائین جو می باشد. برای محاسبه شاخص K، از سه تراز مشخص ۷۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری استفاده می شود (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). مقدار شاخص K با استفاده از رابطه ۲ به دست می آید که در آن T و  $T_d$  به ترتیب

جدول ۳- احتمال وقوع طوفان تندی بر اساس شاخص K index (زاهدی و چویدار، ۱۳۸۶)

شاخص K	احتمال وقوع طوفان تندی	ردیف
< ۱۵	نزدیک ۰	۱
۱۵ تا ۲۰	۲۰	۲
۲۱ تا ۲۵	۲۰ تا ۴۰	۳
۲۶ تا ۳۰	۴۰ تا ۶۰	۴
۳۱ تا ۳۵	۶۰ تا ۸۰	۵
۳۶ تا ۴۰	۸۰ تا ۹۰	۶
> ۴۰	نزدیک ۱۰۰	۷

در این رابطه:  $B_i$  شاخص ناپایداری برآدباری،  $\theta_{w500}$  دمای بالقوه تر تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال،  $\theta_{w850}$  دمای بالقوه تر تراز فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال، مقیاس طبقه بندی شاخص برآدباری برای احتمال وقوع طوفان به شرح جدول (۴) می باشد.

**شاخص ناپایداری برآدباری ( $B_i$ )**

شاخص ناپایداری برآدباری در سال ۱۹۷۷ توسط برآدباری تعریف شد. بعلا اینکه این شاخص توسط دمای دماسنج تر ارزیابی می شود، شاخص دمای پتانسیل تر نیز نامیده می شود، و با استفاده از رابطه ۳ مورد محاسبه قرار می گیرد:

$$B_i = \theta_{w500} - \theta_{w850} \quad (3)$$

$\theta_{w850}$

جدول ۴- احتمال وقوع طوفان تندی بر اساس شاخص برآدباری (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۱)

میزان شاخص $B_i$	مقدار ناپایداری
< -۲	ناپایداری در تابستان
< +۳	ناپایداری در زمستان
< +۸	ناپایداری در کل فصول

هکتوپاسکال برآورد می نماید و از طریق معادله ۴ قابل محاسبه است (راکلیف، ۱۹۶۲):

**شاخص راکلیف ( $R_i$ )**

این شاخص احتمال رخداد رگبار را بر اساس اختلاف دمای پتانسیل تر سطح ۹۰۰ هکتوپاسکال و دمای خشک سطح ۵۰۰

با دمای سطح ۵۰۰ میلی بار ترکیب می‌کند. جدول ۵ احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص راکلیف را نشان می‌دهد.

$$R_i = \theta_w 900 - T500 \quad (4)$$

در معادله فوق:  $\theta_w$  دمای پتانسیل دماسنج تر است. طوفان این شاخص، ویژگی‌های حرارتی و رطوبتی سطح ۹۰۰ میلی بار را

جدول ۵- احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص راکلیف (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۱)

میزان شاخص $R_i$	مقدار ناپایداری
<۲۵	احتمال رگبار
۲۹-۲۵	احتمال تندر همراه رگبار
>۳۰	تندر

$$JEFF = 1/6 \theta_{w_{850}} - T_{d_{500}} - 0/5 (T_{v_{500}} - T_{d_{v_{500}}}) - 8 \quad (5)$$

شاخص جفرسون (JEFF)

شاخص بویدن (Boyden)

شاخص بویدن (۱۹۶۳: ۱۹۸) برای ارزیابی ریسک طوفان تندری در ناحیه عبور جبهه‌ای طراحی شده است. این شاخص دما را در سطح ۷۰۰ میلی بار در نظر می‌گیرد. این شاخص به صورت رابطه ۶ قابل محاسبه است:

$$BoydI = 0.1(Z_{700} - Z_{1000}) - T_{700} - 200 \quad (6)$$

جدول ۶ احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص بویدن بدست می‌دهد.

جدول ۶- احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص Boyden

آستانه مقادیر	وضعیت وقوع طوفان	ردیف
$94 < BoydI$	احتمال وقوع طوفان	۱

شاخص تامسون (Thomson)

شاخص تامسون بر مبنای شاخص K است که بسته هوا به جای سطح زمین در ۵۰ متری از سطح زمین قرار دارد و طبق معادله ۸ قابل محاسبه است (جورگن، ۲۰۱۲):

$$Thom I = K - LI_{50hpa} \quad (8)$$

آزمایش‌های متعدد نشان می‌دهد که بین وقایع شدید آب و هوایی و زمانی که شاخص تامسون بزرگتر از ۴۰ باشد، همبستگی مثبت وجود دارد. جدول ۷ آستانه‌های معمول احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص تامسون را نشان می‌دهد.

شاخص همرفتی عمیق (DCI)

شاخص همرفتی عمیق (بارلو، ۱۹۹۳: ۱۲۹)، ترکیبی از دما و رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال است. این شاخص به صورت رابطه ۷ قابل محاسبه است:

$$DCI = T_{850} + T_{d850} - LI \quad (7)$$

که در آن DCI بر حسب درجه سانتی گراد بوده و LI نشان دهنده مقدار شاخص صعود از سطح زمین تا سطح ۵۰۰ میلی باری می‌باشد. در صورتی که شاخص DCI برابر یا بزرگتر از ۳۰ درجه سانتی گراد باشد امکان وقوع طوفان تندری قوی وجود خواهد داشت.

جدول ۷- احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص تامسون (TI)

ردیف	وضعیت وقوع طوفان	آستانه مقادیر (TI)
۱	عدم وقوع طوفان تندری	<۲۵
۲	مستعد وقوع طوفان‌های تندری	۲۵-۳۴
۳	مستعد وقوع طوفان‌های تندری متقرب به شدید	۳۵-۳۹
۴	مستعد وقوع طوفان‌های تندری شدید	۴۰

$$ko = 0.5(\theta_{e,500} + \theta_{e,700}) - 0.5(\theta_{e,850} + \theta_{e,1000}) \quad (9)$$

## شاخص KO

شاخص KO (اندرسون و همکاران، ۱۹۸۹) پتانسیل ناپایداری را بین سطوح بالا و پایین توصیف می‌کند. این شاخص بر مبنای دمای پتانسیل معادل است و طبق فرمول ۹ قابل محاسبه است.

جدول ۸- احتمال وقوع طوفان تندری بر اساس شاخص KO

ردیف	وضعیت وقوع طوفان	آستانه مقادیر (ko)
۱	عدم وقوع طوفان تندری	$ko > 6$
۲	احتمال وقوع طوفان تندری	$2 < ko < 6$
۳	احتمال وقوع طوفان تندری شدید	$ko < 2$

## شاخص صعود (SOI)

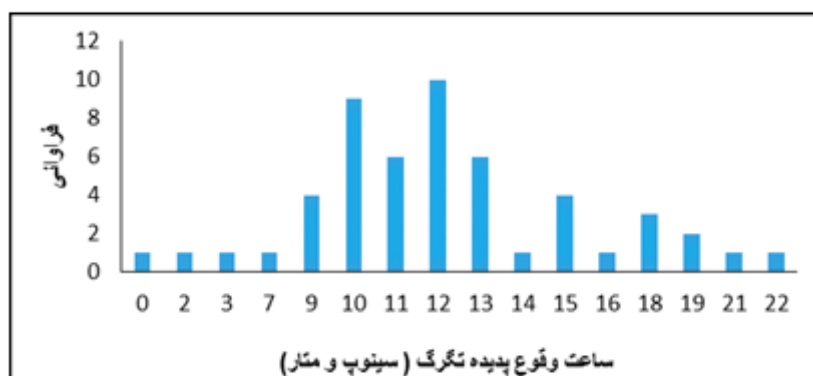
با توجه به شکل (۱)، بیشترین فراوانی ریزش تگرگ در دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۸۰) طی ساعات ۹ تا ۱۳ (UTC) در منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. شکل (۲) فراوانی ماهانه رخداد تگرگ را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی این پدیده در ماه‌های مارس تا می در مشهد گزارش گردیده است. از ژوئن تا اوایل ژانویه این پدیده بندرت اتفاق می‌افتد.

شاخص SOI میزان و اندازه بالآوری ابرهای همرفتی می‌باشد که با استفاده از داده‌های ارتفاع بین ۱۵۲۴ و ۶۰۹۶ متری و بر اساس معادله ۱۰ مورد محاسبه قرار می‌گیرد (ناست و یگک و فورکز، ۲۰۰۰):

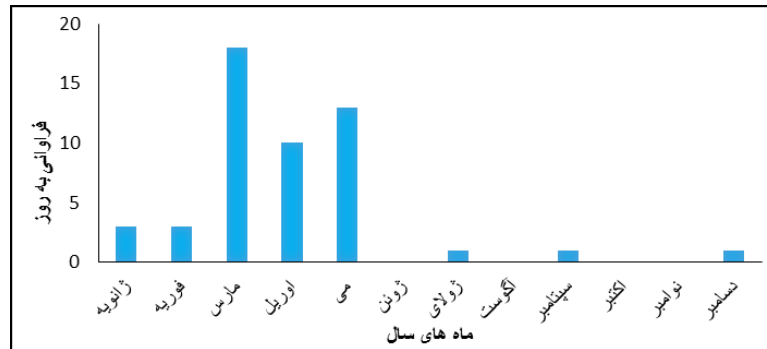
$$SOI = (T_{850} - T_{\theta 850}) + (T_{850} - TD_{700}) \quad (10)$$

## نتایج و بحث

## تحلیل آماری تگرگ ۲۸ جولای ۲۰۰۹



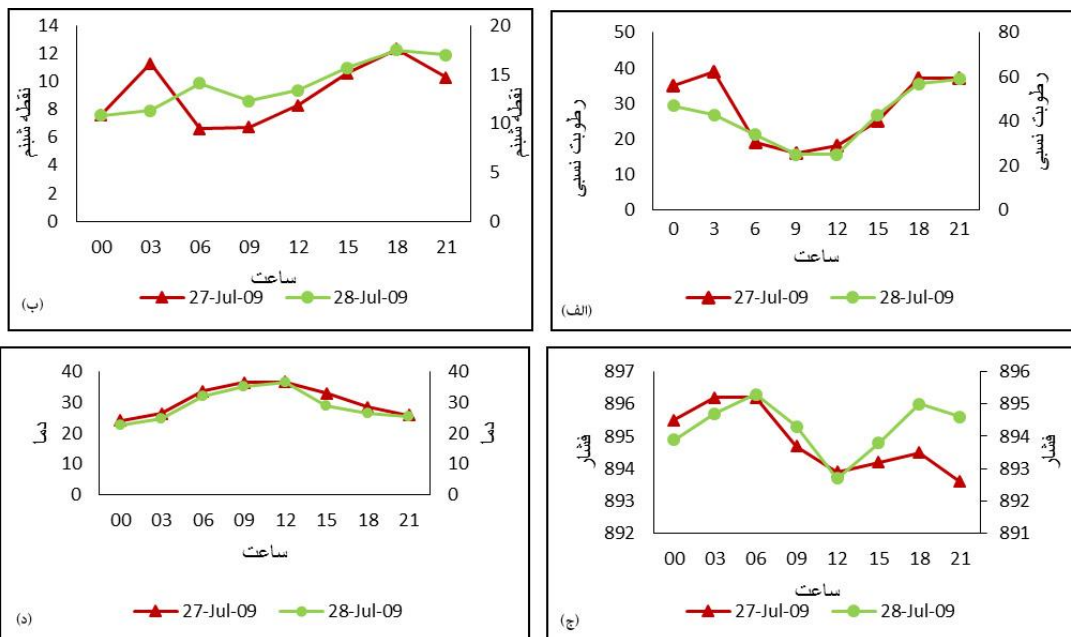
شکل ۱- فراوانی ریزش تگرگ طی ۲۴ ساعت شبانه روز در منطقه مورد مطالعه در دوره آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۰)



شکل ۲- فراوانی ماهانه ریزش تگرگ در منطقه مورد مطالعه در دوره آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۰)

از وقوع طوفان تغییراتی متناسب با روند سال داشته است. بعد از آن در روز ۲۸ جولای نشان دهنده افت ناگهانی دما و افزایش فشار و دمای نقطه شبنم و افزایش رطوبت نسبی در حدود ساعت ۱۳ گرینویچ می‌باشد.

بررسی نمودارهای رسم شده (شکل ۳) با استفاده از داده‌های ساعتی پارامترهای مذکور نیز، مویده مطالب فوق بوده و روند تغییرات آن‌ها را طی ساعات وقوع تگرگ نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود؛ نمودار تغییرات دما، فشار، رطوبت و نقطه شبنم ایستگاه سینوپتیک مشهد تا ساعاتی پیش



شکل ۳- نمودارهای (الف) رطوبت نسبی، (ب) دمای نقطه شبنم، (ج) فشار و (د) دما در روز قبل از بارش تگرگ (۲۷ جولای ۲۰۰۹) و روز بارش تگرگ (۲۸ جولای ۲۰۰۹).

آن در روز ۲۸ جولای و وجود ناپایداری شدید در منطقه مورد مطالعه را بازگو می‌نماید. با توجه به مقادیر عددی شاخص K احتمال وقوع طوفان تندی در ایستگاه مشهد در روز ۲۷ جولای ساعت ۱۲ گرینویچ بین ۴۰ تا ۶۰ درصد می‌باشد که احتمال مذکور رو به تشدید گذاشته و در ساعت ۱۲ گرینویچ

### تحلیل همیدی تگرگ ۲۸ جولای ۲۰۰۹

با توجه به مقادیر مندرج در جدول ۱۰، هرچه میزان شاخص شوالتر (SHOW) پایینتر (منفی تر) باشد، شناوری بیشتر شده و در نتیجه بر شدت ناپایداری جو افزوده می‌شود. مقادیر عددی شاخص شوالتر طی روزهای مورد مطالعه نشان‌دهنده کاهش

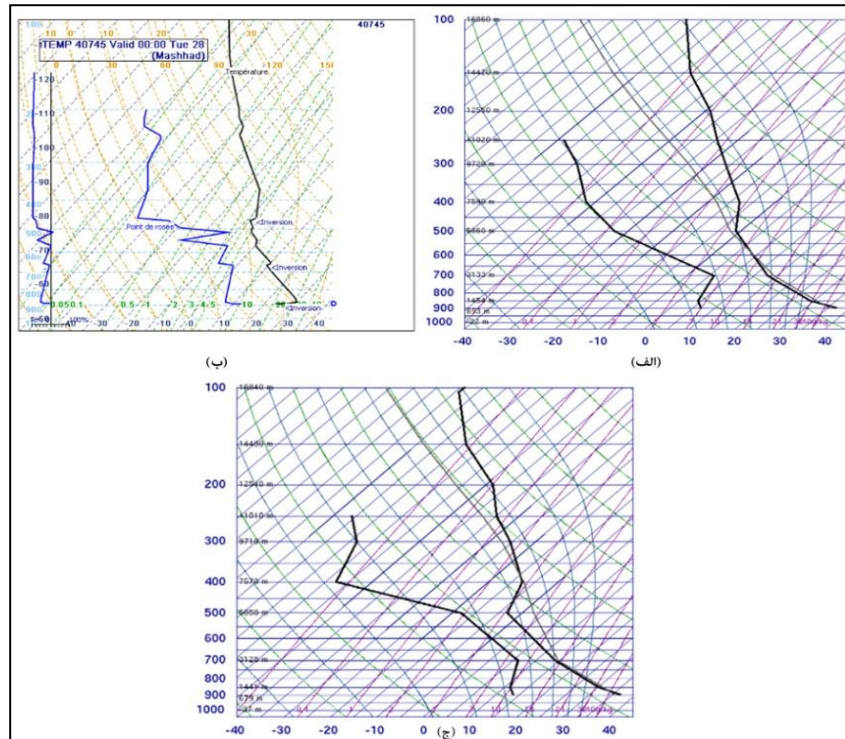
می‌باشد. براساس محاسبات انجام گرفته مقدار عددی TI طی روزهای مورد مطالعه، افزایش یافته و زمینه را برای تشکیل طوفان تندری شدید و حداکثر ناپایداری خصوصاً در روز ۲۸ جولای فراهم نموده و منطقه مورد مطالعه را مستعد وقوع طوفان تندری گردانده است. هرچه شاخص KO منفی تر باشد، شناوری بیشتر شده و در نتیجه بر شدت ناپایداری جو افزوده می‌شود. با توجه به این شاخص احتمال وقوع طوفان تندری در ایستگاه مشهد در روز ۲۷ جولای ساعت ۱۲ گرینویچ ۶/۷- بوده که مقدار شاخص مذکور در ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۸ جولای به طور قابل توجهی کاهش یافته به عبارت دیگر در بازه زمانی بین ۱۲ گرینویچ ۲۷ جولای تا ۱۲ گرینویچ ۲۸ جولای ۲۰۰۹ امکان وقوع طوفان تندری شدید افزایش یافته است. مقادیر مورد محاسبه برای شاخص SOI گویای حرکات همرفتی شدید در روز ۲۷ جولای بوده و از ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۷ جولای به سمت ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۸ جولای بر سرعت انجام حرکات همرفتی افزوده شده و این امر احتمال وقوع طوفان تندری را تا حد بسیار زیادی افزایش داده است. شکل ۴ نمودارهای ترمودینامیکی جوبالای مشهد را طی روزهای مورد مطالعه نشان می‌دهد. این اشکال نیز وقوع تدریجی ناپایداری شدید را در ساعت ۱۲ گرینویچ طی روزهای مورد مطالعه بازگو می‌نمایند.

روز ۲۸ جولای به ۱۰۰ درصد افزایش یافته است. به عبارت دیگر در بازه زمانی بین ۱۲ گرینویچ ۲۷ جولای تا ۱۲ گرینویچ ۲۸ جولای ۲۰۰۹ امکان وقوع طوفان تندری و تشدید حرکات همرفتی از حداقل ۴۰ تا حداکثر ۸۰ درصد افزایش پیدا نموده و با توجه به سیر زمانی درصد وقوع، امکان وقوع آن در ساعات بعد از ظهر بسیار محتمل بوده است. هر چه مقدار شاخص ناپایداری برآدباری (Bi)، کمتر باشد، پتانسیل ناپایداری بیشتر است. مقادیر عددی شاخص برآدباری طی روزهای مورد مطالعه نشان‌دهنده تشدید ناپایداری در فصل تابستان در ایستگاه مشهد می‌باشد. با توجه به مقادیر عددی شاخص RI در ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۷ جولای وضعیت هوا در شرایط احتمال وقوع رگبار قرار داشته است؛ که ناپایداری مذکور در ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۸ جولای تشدید شده است و زمینه را برای تشکیل تندر مساعد نموده است. مقادیر عددی شاخص جفرسون نیز نشان دهنده حداکثر ناپایداری و وجود رگبار شدید همراه با طوفان تندری قابل توجه در روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ در ایستگاه مشهد می‌باشد. با عنایت به مقادیر عددی شاخص بویدن طی روزهای مورد مطالعه، احتمال وقوع طوفان تندری خصوصاً در روز ۲۸ جولای در ایستگاه مشهد افزایش یافته و قابل پیش‌بینی بوده است. مقادیر عددی شاخص DCI نشان دهنده وجود طوفان تندری شدید در روز ۲۸ جولای در منطقه مورد مطالعه

جدول ۱۰- برآورد شاخص های وقوع و شدت طوفان تندری برای روزهای ۲۷ و ۲۸ جولای ۲۰۰۹

۲۰۰۹/۷/۲۸		۲۰۰۹/۷/۲۷		شاخص	ردیف
12(UTC)	00(UTC)	12(UTC)			
۵	۱	۲/۲۶		Show	۱
۴۱/۵	۲۷	۲۷/۷		K	۲
-۵	-۲	-۱		BI	۳
۳۱	۲۶	-		RI	۴
۳۳	۲۴	۲۴		JEFF	۵
۱۰۲	-۹۹۹۹	۱۰۱		Boyden	۶
۴۸/۳	-۹۹۹۹	-۹۹۹۹		DCI	۷
۴۸/۴	-۹۹۹۹	۲۸		TI	۸
-۱۳/۶	-۹۹۹۹	-۶/۷		KO	۹
۵۰	۳۳	۳۳		SOI	۱۰

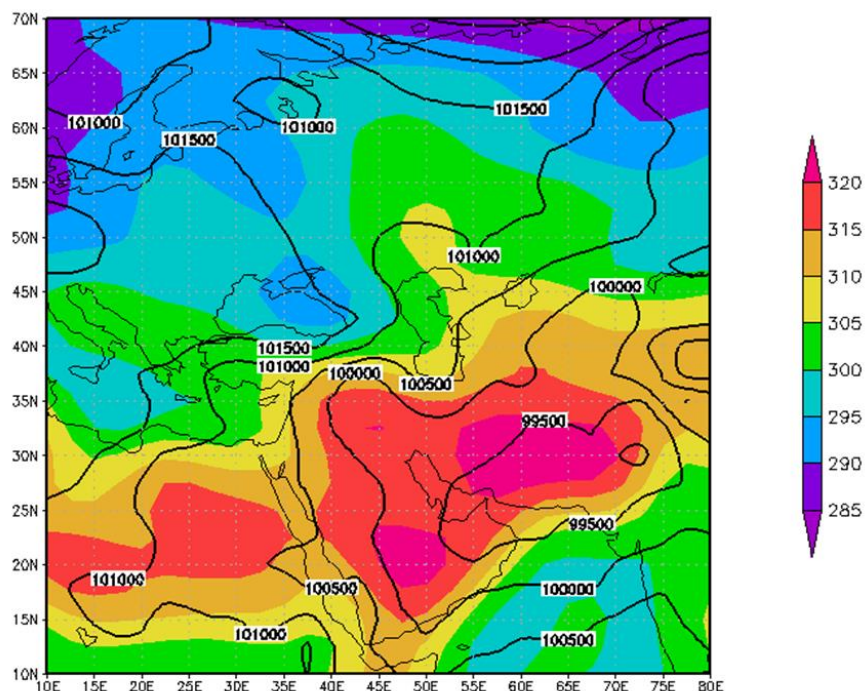




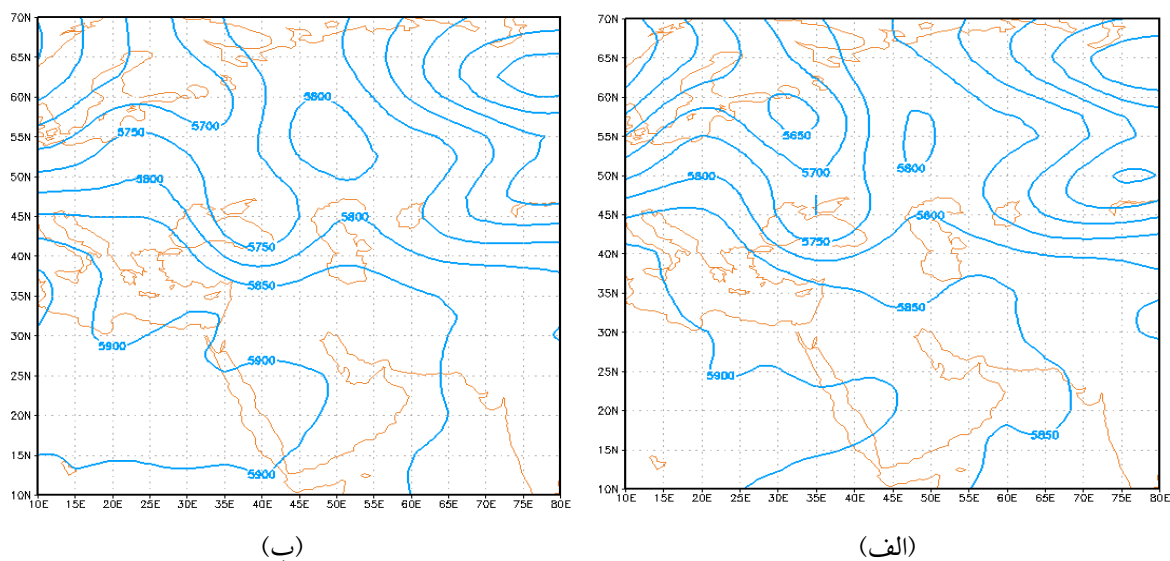
شکل ۴. نمودارهای ترمودینامیکی (اسکیوتی) جو بالای مشهد در روز (الف) ۲۷ جولای ۲۰۰۹ ساعت ۱۲ (UTC)، (ب) ۲۸ جولای ۲۰۰۹ ساعت ۰۰ و (ج) ۲۸ جولای ۲۰۰۹ ساعت ۱۲ (UTC)

ژئوپتانسیل متر بر روی شمال غرب دریای خزر مستقر شده است. ناوه این کم ارتفاع در شمال دریای سیاه قرار دارد، و پربند ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر آن تا جنوب دریای خزر امتداد یافته است. در ساعت ۱۲ گرینویچ (شکل ۶-ب) این ناوه عمیق تر شده و بعلاوه اینک از نواحی سرد شمالی نشأت گرفته هوای سرد را در ترازهای میانی ورد سپهر بر روی هوای گرم لایه‌های پایینی می‌ریزد. در این تراز (۵۰۰ هکتوپاسکال) شمالی شدن جریانات با بسته شدن مرکز واچرخندی بر روی سبیری و شکل‌گیری ناوه، شرایط ریزش هوای سرد عرض‌های بالا بر روی هوای گرم و مرطوب ترازهای زیرین در منطقه به طور قابل توجهی فراهم می‌شود. همچنین ناوه مرکز کم ارتفاع عرض‌های شمالی دریاچه بالخاش شمال شرق ایران را تحت تأثیر قرار داده است.

جهت بررسی الگوی فشار در سطح زمین اقدام به ترسیم نقشه فشار تراز دریا و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ در ساعت ۱۲ گرینویچ شد (شکل ۵). این نقشه همدیدی گسترش زبانه مرکز کم فشار حرارتی بر روی منطقه را تأیید می‌کند که در مرکز آن هسته دمایی گرم مشاهده می‌شود. با ترسیم منحنی‌های هم دما مشاهده شد که هسته هوای گرم در نیمه شرقی ایران تشکیل شده و زبانه‌ای از آن به منطقه مورد مطالعه رسیده است. از نظر شرایط دمایی در این روز، به دلیل اختلاف دمای نسبتاً زیاد در ترازهای بالایی و پایینی ورد سپهر، برای تشکیل تگرگ مناسب است. همچنین در تراز دریا وجود مرکز واچرخند بر روی دریای خزر سبب انتقال رطوبت به درون ایران شده و در سطوح زمین رطوبت لازم برای ایجاد یک ناپایداری شدید فراهم شده است. با توجه به نقشه ۲۸ جولای ساعت ۰۰ (شکل ۶-الف) در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ یک مرکز کم ارتفاع با هسته مرکزی ۵۸۰۰



شکل ۵- نقشه ترکیبی فشار تراز دریا (بر حسب هکتوپاسکال) و دمای هوا (بر حسب کلونین) در روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ (12 UTC).



شکل ۶- نقشه‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر) در روز (الف) ۲۸ جولای ۲۰۰۹ (UTC۰۰) و (ب) ۲۸ جولای ۲۰۰۹ (UTC۱۲).

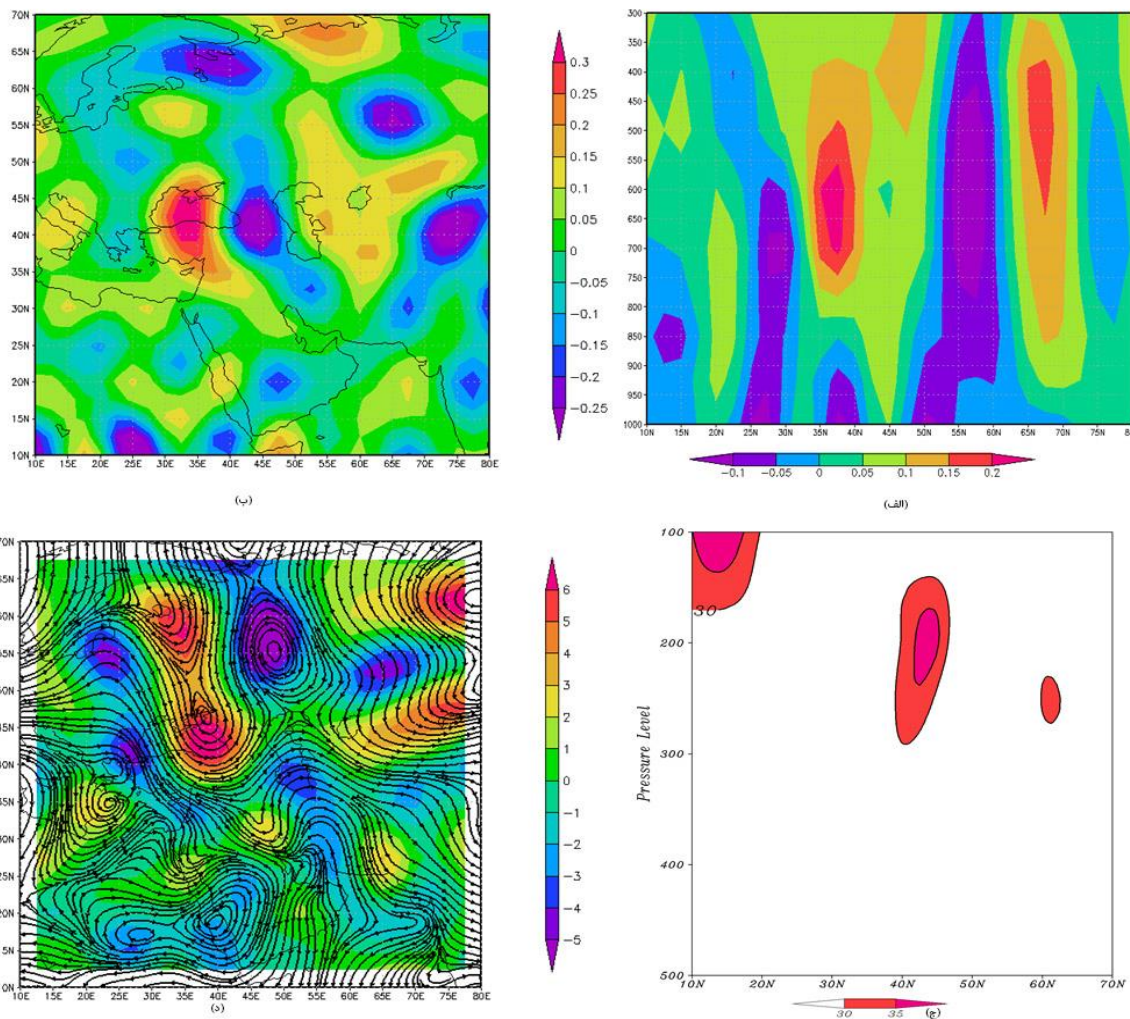
ایران نشان می‌دهد که یکی روی منطقه قفقاز و دیگری روی قرقیزستان تشکیل شده‌اند. امگای منفی منطقه قفقاز که متأثر از ناوه عمیق سزمین‌های شمالی دریای سیاه می‌باشد؛ همراه با امگای منفی روی قرقیزستان منطقه شمال شرق ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند. سرعت بالاسوی بزرگتر، شرایط ابرناکی و بارندگی سنگین‌تر را مساعد می‌سازد. همچنین حرکت هوا از

با توجه به نمودار هوف مولر (شکل ۷ الف) که نشان دهنده نیمرخ قائم امگا (سرعت قائم بالاسو یا پایین سو) در ایستگاه مشهد با طول جغرافیایی ۵۹ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شمالی می‌باشد؛ تمرکز بیشینه امگا منفی (سرعت قائم بالاسو) در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نمایان است. نقشه امگای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل (۷ ب)، وجود دو هسته امگا را در

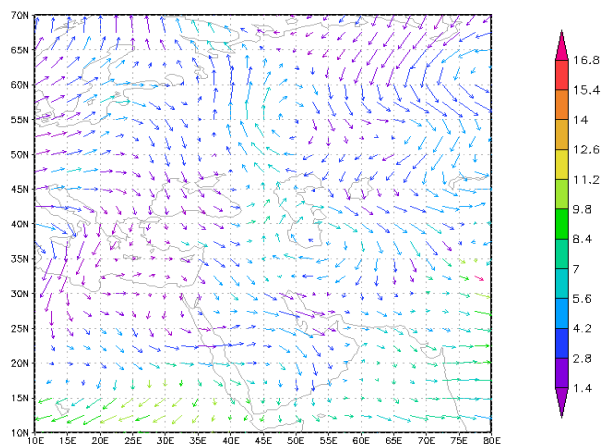
با توجه به درصد رطوبت ویژه در شکل ۹ الف، در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، زبانه‌های رطوبتی که از دریای خزر بر روی جو ایران نفوذ کرده قابل مشاهده است؛ همچنین منطقه مورد مطالعه از رطوبت دریای سیاه و شرق مدیترانه در این تراز محروم نمی‌ماند. چنانکه مشاهده می‌شود رطوبت وارده از دریای عرب به خاطر فاصله بیشتر این دریا با منطقه مورد مطالعه کمتر بوده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۹ ب) رطوبت کل جو ایران را فرا گرفته و تزریق رطوبت از دریاهاى مذکور خصوصاً خزر قابل توجه است. همچنین زبانه‌های رطوبت از دریاچه بالخاش نیز وارد منطقه مورد مطالعه می‌شود. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اکثر زبانه‌های رطوبت از دریای خزر و دریاچه آرال و بایکال بر منطقه حاکم است.

سطح زمین به سمت بالا فشار سطح را کاهش می‌دهد و باعث می‌شود کم فشار سطحی به آن سمت حرکت کرده و عمیق تر شود (فلاح قاهری، ۱۳۹۳). با بررسی وضعیت رودباد در زمان وقوع طوفان، مشاهده شد که در طول جغرافیایی ۵۹ درجه و عرض‌های ۳۶ تا ۴۵ درجه از سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال به بالا ضخامت رودباد بر روی منطقه مشهد به بالاترین حد رسیده و تا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته است استقرار این رودباد ضخیم منجر به افزایش ناپایداری‌ها می‌شود (شکل ۷ ج). در نقشه ترکیبی جریان باد و تاوایی نسبی در روز وقوع طوفان (۲۸ جولای ۲۰۰۹) شکل (۷ د) شمال شرق ایران در قسمت جلو مرکز بیشینه تاوایی که بر روی دریاچه بالخاش تشکیل شده، قرار گرفته است که این حالت جریان واگرایانه و صعودی را در ترازهای نزدیک سطح زمین به همراه داشته و شرایط را برای وقوع تگرگ فراهم نموده است. از طرف دیگر، گسترش تاوایی منفی (واچرخند) شکل گرفته بر روی منطقه سبیری به سمت شمال شرق ایران باعث ریزش هوای سرد مناطق بالا به استان خراسان می‌باشد همچنین وجود مراکز چرخند (تاوایی مثبت) در جنوب شرق ایران سبب شده است که با حرکت سیکلونی، هوای گرم و مرطوب دریای عمان و دریای عرب به منطقه مورد مطالعه نفوذ نماید و شرایط ناپایداری برای سامانه فراهم شود. با توجه به شکل (۷ د) مشاهده می‌شود که در منطقه مورد مطالعه گرادیان شدید فشار وجود دارد که باعث ریزش رطوبت خصوصاً از سمت دریای خزر به منطقه مورد مطالعه می‌شود.

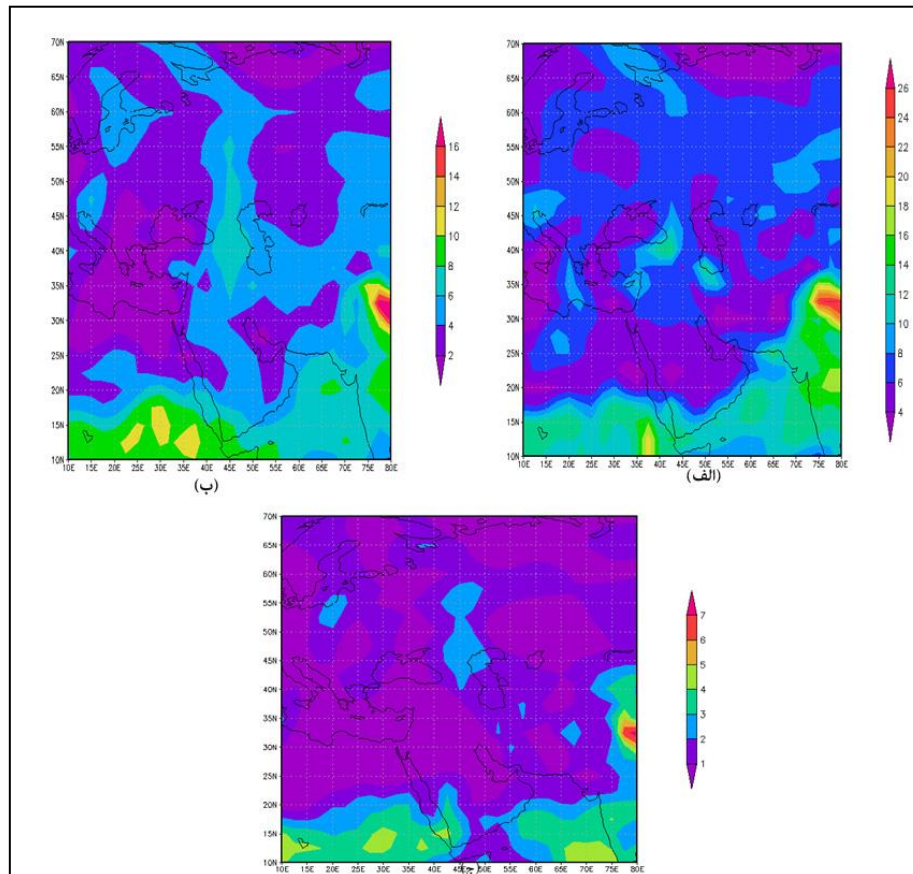
شکل (۸) نقشه فرارفت رطوبتی را برای ۲۸ جولای در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. که مؤید مطالب فوق می‌باشد. با توجه به شکل ملاحظه می‌شود واچرخندی بر روی جنوب دریای خزر و غرب روسیه تشکیل شده و با حرکت آنتی سیکلونی باعث ریزش هوای سرد از سرزمین‌های شمالی همچنین انتقال رطوبت از دریای خزر و دریاچه آرال به شمال شرق ایران می‌شود. همچنین وجود چرخند بر روی دریاچه بالخاش با حرکت سیکلونی رطوبت را برای شمال شرق ایران به ارمغان می‌آورد.



شکل ۷- (الف) نیمرخ قائم امگا (بر حسب پاسکال بر ثانیه) تراز ۱۰۰۰-۳۰۰ (hpa). (ب) نقشه امگا تراز ۵۰۰ (hpa). (ج) نیمرخ قائم رودباد (بر حسب متر بر ثانیه) تراز ۵۰۰-۱۰۰ (hpa). (د) نقشه ترکیبی تاوایی (بر حسب عکس ثانیه) و خطوط جریان (بر حسب متر بر ثانیه) تراز ۵۰۰ (hpa). در روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ (در این نمودار طول جغرافیایی و زمان ثابت بوده اما سطح جوی و عرض جغرافیایی متغیر است).



شکل ۸- نقشه فرارفت رطوبت (بر حسب درجه سلسیوس بر ثانیه) تراز ۷۰۰ (hpa) در روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹. ساعت ۱۲ (utc)



شکل ۹- (الف) رطوبت ویژه (برحسب گرم بر کیلوگرم) تراز ۸۵۰ (hpa)، (ب) تراز ۷۰۰ (hpa)، (ج) تراز ۵۰۰ (hpa). در روز ۲۸ جولای ۲۰۰۹ ساعت ۱۲ (UTC)

### نتیجه گیری

(۱۳۹۰) مطابقت دارد. با توجه به ویژگی‌های مربوط به وقوع تگرگ چنین به نظر می‌رسد که تمامی شاخص‌های مورد مطالعه در این پژوهش، قابلیت‌های بالایی در پیش‌بینی تگرگ مشهد ارائه کرده‌اند. نتایج بدست آمده از کل شاخص‌ها، وقوع ناپایداری شدید جوی در مشهد را مورد تأیید قرار می‌دهد. همچنین بررسی نمودارهای نحوه تغییرات پارامترهای هواشناسی طی روزهای مورد مطالعه، نشان دهنده کاهش ناگهانی دما و فشار هوا و همچنین افزایش رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در روز وقوع طوفان در مقایسه با روز قبل از آن است. دمای نقطه شبنم در لایه مرزی شاخص خوبی برای اندازه‌گیری ذخیره سوخت طوفان است. نقاط شبنم بالاتر بر لایه مرزی مرطوب تر دلالت می‌کنند و طوفان‌های تندی شدیدتری را باعث می‌شوند. (فلاح قاهری، ۱۳۹۳). با تفسیر نقشه‌های همدیدی دوره بارشی مورد مطالعه، همچنین با مقایسه

در این تحقیق، جهت بررسی شرایط ترمودینامیکی پدیده تگرگ در مشهد، از داده‌های روزانه بارش تگرگ در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۸۰ استفاده شد؛ سپس یک نمونه از بارش‌های شدید تگرگ (۲۸ جولای ۲۰۰۹) در منطقه مورد مطالعه انتخاب گردید و شاخص‌های ناپایداری و شرایط همدیدی هنگام وقوع پدیده و روز قبل از آن مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت.

نتایج حاصل از تحلیل آماری تگرگ طی دوره مورد مطالعه نشان دهنده بیشترین فراوانی ریزش تگرگ طی ساعات ۹ تا ۱۳ (UTC) در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. همچنین بیشترین فراوانی این پدیده در ماه‌های مارس تا می در منطقه پژوهش گزارش گردیده است که با نتایج تحقیقات (فرج زاده و مصطفی پور، ۱۳۹۱؛ شایسته، ۱۳۹۱؛ امیدوار و همکاران،

- نتایج به دست آمده از این تحقیق با مطالعات دیگر محققین نظیر (سیوتاس و فلوکاس، ۲۰۰۳) در زمینه بررسی همدیدی تگرگ، مشاهده می شود که بارش مذکور بر اثر تشکیل و تقویت زبانه کم ارتفاع، واگرایی سطوح میانی ورد سپهر، ریزش هوای سرد و به طور کلی اغتشاشات اتمسفری بالا و اختلاف شدید دما در لایه های میانی و بالایی جو بوده است. با بررسی وضعیت رودباد در زمان وقوع طوفان، مشاهده شد که در عرض های ۳۷ تا ۴۵ درجه از سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال به بالا وجود رودباد باعث تقویت تراف در سطوح میانی شده است. بادهای قوی فوقانی، شرایط تشدید ناپایداری ها (ثنایی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹) و طوفان های تندی را مساعد می نمایند و منجر به افزایش تاوایی می گردند (فلاح قاله‌ری، ۱۳۹۳). همچنین ریزش هوای سرد طی فصل گرم سال از عرض های شمالی، همزمان با همرفت هوای گرم و مرطوب جنوبی، ناپایداری شدید هوا را باعث می شود. بنابراین با رصد کردن این شرایط در تابستان می توان از خسارات احتمالی تا حد امکان جلوگیری نمود. یکی از نقاط قوت این پژوهش، معرفی برخی از شاخص های ناپایداری نظیر جفرسون، بویدن، تامسون، شاخص همرفتی عمیق و وارد کردن آنها به ادبیات پژوهش (فارسی) در زمینه ی تگرگ بوده است. تا با معرفی این شاخص های ناپایداری، پژوهشگران در دیگر مناطق کشور از این شاخص ها در جهت طراحی یک سیستم پیش آگاهی استفاده نمایند.
- قدردانی**
- نویسندگان بر خود لازم می دانند از کارکنان بخش آمار سازمان محترم هواشناسی جهت در اختیار قرار دادن آمار هواشناسی ایستگاه مورد مطالعه، مراتب تشکر صمیمانه خود را اعلام کنند.
- منابع**
- ۱- امیدوار، ک.، صفرپور، ف.، زنگنه اینالو، ا. ۱۳۹۰. بررسی و تحلیل همدیدی سه رخداد تگرگ شدید در استان اصفهان، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۳۰، ص ۱۵۷-۱۷۸.
  - ۲- ثنایی نژاد، ح.، صالحی، ح.، بابائیان، ا. ۱۳۸۹. تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده های همرفتی محلی به منظور بهبود پیش بینی آنها، مجموعه مقالات چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۱ تا ۲۳ اردیبهشت، تهران.
  - ۳- رحیمی، د.، میرهاشمی، ح.، عابدی، ف. ۱۳۹۱. تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب های لحظه ای مناطق خشک (حوضه زاینده رود)، مجله علوم و مهندسی آبیاری، شماره ۳، ص ۵۹-۶۸.
  - ۴- زاهدی، م.، چوبدار، ا. ۱۳۸۶. مقایسه شاخص های ناپایداری جوی حوضه آبریز آجی چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای حوضه، جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۹، ص ۲۳-۴۴.
  - ۵- سیف، م. ۱۳۷۵. بررسی توزیع بارش تگرگ در ایران و مطالعه موردی آن (پایان نامه کارشناسی ارشد)، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
  - ۶- شایسته، ف. ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیکی تگرگ در استان کرمانشاه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، تهران.
  - ۷- صادقی حسینی، ع.، رضائیان، م. ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، ص ۸۳-۹۸.
  - ۸- فرج زاده، م.، مصطفی پور، ط. ۱۳۹۱. تحلیل زمانی و مکانی بارش تگرگ در ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۸، ص ۵۵-۶۶.
  - ۹- فلاح قاله‌ری، غ. ۱۳۹۵. هواشناسی فیزیکی. انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، سبزواری، ص ۲۷۲.

- 22- George, J. J. 1960. Weather forecasting for Aeronautics, Academic Press, New York, 673 pp.
- 23- Gottlieb, R. J. 2009. Analysis of Stability Indices for Severe Thunderstorms in the Northeastern United States. M.Sc. Thesis, Cornell University, Ithaca, USA, 26, 137-146.
- 24- Haklander, A. J. & Van Delden, A. 2003. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands, Atmos. Res., 67-68, 273-299.
- 25- Huntrieser, H., Schiesser, H. H., Schmid, W, and Waldvogel, A. 1997. Comparison of Jefferson, G.J. 1966. Letter to the editor. Meteorological Magazine. 95, 381-382.
- 26- Jürgen, G. 2012. Convection Parameters. June 26, Pp.6.
- 27- Knutsvig, R., Forks, G. 2000. Severe Weather Indices, University of North Dakota. Accessed May 2000. pp251.
- 28- Krishna Rao, P. R. 1966. Thunderstorm studies in India - A review. Indian J. Meteorol. Geophys., 12, 3.
- 29- Litta, A. J. & Mohanty, U. C. Simulation of a severe thunderstorm event during the field experiment of STORM program 2006, using WRF-NMM model, CURRENT SCIENCE, VOL. 95, NO. 2, 25 JULY 2008.
- 30- Marinaki, A., Spiliotopoulos, M., Michalopoulou, H. 2006. Evaluation of atmospheric instability indices in Greece, Advances in Geosciences, 7, 131-135.
- 31- Miller, R. C. 1967. Note on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center, AWS Tech. Rep. 200, USAF, Scott AFB, IL, pp 94.
- 32- Munich Reinsurance America, Inc. 2006. Topics annual review of North American natural catastrophes in 2006. Munchener Ruckversicherungs-Gesellschaft, pp 60.
- 33- Neumann, C. J. 1971. The thunderstorm forecasting system at the Kennedy Space Center. J. Appl. Meteorol., 10, 921-936.
- 34- Prezerakos, N. G. 1989. An investigation into the conditions in which air mass thunderstorms occur at Athens, Meteorological Magazine, 118, 31-36.
- 10- فلاح قاهری، غ. ۱۳۹۳، اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، سبزواری. ص ۵۹۰.
- 11- کاکولی، ا. ۱۳۹۲. تحلیل سینوپتیکی و آماری تگرگ در شهرستان ارومیه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- 12- 4- Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S. 1989. Thermodynamic Indices for Forecasting Thunderstorms in Southern Sweden. Meteorological Magazine. 116, 141-146.
- 13- Anthes, R. A. 1976. Numerical prediction of severe storms - Certainty, possibility, or dream? Bull. Am. Meteorol. Soc., 57, 423-435.
- 14- Barlow, W.R. 1993A. New Index for the Prediction of Deep Convection, Preprints, 17<sup>th</sup> Conference on Sever Local Storms, St. Louis, Amer. Meteorol. Soc, pp. 129-132.
- 15- Boyden, C.J. 1963. Simple instability index for use as a synoptic parameter, Meteorological Magazine, 92, 198-210.
- 16- Bradbury, T.A.M. 1977. The use of wet-bulb potential temperature charts. Meteorological Magazine, 106, 233-251.
- 17- Changnon, S. A. 2001a. Damaging thunderstorm activity in the United States. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 597-608.
- 18- Colquhoun, J. R. 1998. A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes revisited, Proc. Fifth Australian Severe Thunderstorm Conf., Avoca Beach, New South Wales, Australia, Australian Bureau of Meteorology, 135-141.
- 19- Dalezios, N. R. & Papamanolis, N. K. 1991. Objective assessment of instability indices for operational hail forecasting in Greece, Meteorol. Atmos. Phys., 45, 87-100.
- 20- Davis. N. E. 2012. Diurnal variation of thunder at Heathrow airport, London, Weather. 24: 66-72.
- 21- Doswell, C. A. III, 2007. Historical overview of severe convective storms research. Electronic J. Severe Storms Meteorology., 2 (1), 1-25 Forecasting 12, 108-125.

- 38-** Showalter, A. K. 1953. A stability index for thunderstorm forecasting, *bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 240–252.
- 39-** Sioutas, M. V. & Flocas, H. A. 2003. Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment, *Theor. Appl. Climatol.*, 75, 189–202.
- 40-** Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather*. <http://www.Geocities.Com/weathery/ swx2.html>.
- 35-** Rackliff, P.G. 1962. Applications of an Instability Index to regional forecasting. *Meteorological Magazine*, 91, 113-120.
- 36-** Rao, K. N., Daniel, C. E. J. and Balasubramanian, L. V. 1971. Thunderstorms over India. *IMD Pre-published Scientific Report No. 153*.
- 37-** Schultz, P. 1989. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado. *Weather Forecast.* 4, 73–80.